

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Bc. Jan Flašar

Odezva vybraných řek Českého masivu na litologické a tektonické podmínky

Response of selected rivers of the Bohemian Massif to lithological and
structural conditions

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Školitel: Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D.

Praha, 2012

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 30. 7. 2012

Jan Flašar

Děkuji vedoucímu bakalářské práce Mgr. Danielu Nývltovi, PhD. za hodnotné připomínky a svědomité vedení této práce.

Abstrakt

V Českém masivu byly vybrány 3 skupiny toků okolo hlavních řek – Berounky, Vltavy a Labe. Byl zkoumán vliv litologie a tektoniky na různé parametry těchto toků. Mezi měřené parametry patří: spád, orientace toku, sinuosita. Data byla získávána z digitálních modelů terénu, leteckých snímků, topografických map a geologických map. Byly vytvořeny podélné profily v kombinaci s geologickými řezy, SL indexy toků, grafy závislosti sinuosity na gradientu aj., aby mohl být vliv litologie a tektoniky lépe pochopen a interpretován. Na základě zjištěných výsledků byl také porovnáván vývoj tří vybraných povodí a toků v nich. Na většině toků byl zjištěn silný vliv litologické stavby na spádovou křivku. Tektonická stavba naopak silně ovlivňuje orientaci toků, zejména v odolných horninách. Byly vymezeny oblasti, kde je vyšší pravděpodobnost vertikálních tektonických pohybů v kvartéru, které ovlivňovaly vodní toky (Novohradské hory, Šumavské podhůří). Zatímco vliv litologie a tektoniky na spád a orientaci vodních toků byly prokázány, vztah mezi geologickou stavbou a sinuositou není jednoznačný. Vertikální tektonické pohyby jsou použitými metodami jen naznačeny, nikoli dokázány. Je třeba použít další metody (mj. datovací) aby byly tektonické pohyby, ale i celkový vývoj toků lépe pochopeny.

Klíčová slova: vodní toky, litologie, tektonika, podélné profily, SL index, sinuosita, Český masiv

Abstract

Three groups of streams were selected in the area of the Bohemian Massif: the Berounka river with its source streams; the Vltava river with its tributaries the Malše and the Lužnice; the Labe river with its tributaries the Cidlina, the Bystřice and the Javorka. The lithological and tectonical influences to several parameters of the streams were studied. These parameters include: stream gradient, orientation of the stream and sinuosity of the stream. Data were obtained from digital elevation models, aerial photographs, topographical and geological maps. The longitudinal profiles of the streams (in the combination with geological cross-sections), the SL indexes and the gradient/sinuosity graphs were created on the basis of the obtained data. These tools were used for evaluation of the influence of lithology and the tectonics to the streams. The evolution of the streams and the stream-groups was evaluated and compared as well. A strong influence of lithology on the stream gradient was found on most of the analysed streams. The tectonic situation, on the contrary, had strong influence on the orientation of the streams, especially in the resistant rocks. Also, there were selected areas, where was a higher probability of quaternary vertical movements influencing the streams (mountainous areas of the Novohradské hory and the Šumavské podhůří). The influence of lithology and tectonics to the stream gradient and the stream orientation was proved. The relationship between the stream gradient and the stream sinuosity is not clear. The methods used in this thesis provide just the indication of the vertical tectonic movements, not a real proof. Usage of other methods (eg. various kinds of dating) is necessary for better understanding of the tectonic movements and evolution of the streams.

Keywords: rivers, lithology, tectonics, longitudinal profiles, SL index, sinuosity, Bohemian Massif

Obsah

Obsah.....	1
1. Úvod.....	2
2. Metodika	4
3. Obecný vliv litologie a tektoniky na parametry vodních toků.....	9
4. Interpretační část	18
4.1. Vltava, Malše a Lužnice	18
4.1.1. Horní Vltava.....	18
4.1.2. Střední a dolní Vltava.....	23
4.1.3. Lužnice.....	27
4.1.4. Malše.....	31
4.1.5. Závěr o Vltavě, Lužnici a Malši.....	35
4.2. Berounka a zdrojnice	38
4.2.1. Mže.....	38
4.2.2. Radbuza.....	42
4.2.3. Úhlava.....	44
4.2.4. Úslava.....	47
4.2.5. Berounka.....	50
4.2.6. Závěr o Berounce a jejích hlavních zdrojnicích.....	53
4.3. Labe, Cidlina, Bystřice a Javorka	55
4.3.1. Horní a střední Labe.....	55
4.3.2. Cidlina.....	60
4.3.3. Javorka.....	62
4.3.4. Bystřice.....	64
4.3.5. Závěr o Labi, Cidlině, Bystřici a Javorce.....	66
5. Diskuze	69
6. Závěr	72
7. Seznam použité literatury a mapových zdrojů.....	75
8. Přílohy.....	81

1. Úvod

Tato práce se zabývá vlivem litologické a tektonické stavby na vybrané toky v Českém masivu. Mezi vlivy působící na řeky a říční systémy patří celá řada procesů. Právě geologická stavba patří mezi nejdůležitější z nich. V Českém masivu ovlivňuje vodní toky mnoho různých činitelů, počínaje klimatickou a konče antropogenní činností. Geologická stavba však může hrát rozhodující roli. Posoudit její vliv můžeme i díky tomu, že Český masiv je oblastí s mimořádně pestrout skladbou různých horninových typů. Můžeme tak porovnávat odezvu vodních toků na různé horniny, případně na různé tektonické struktury.

Aby byla zachycena co největší škála různých geologických podmínek v Českém masivu, byly pro tuto práci vybrány 3 skupiny toků, které se vyznačují velkou pestrostí svého geologického podloží. Tyto řeky mají tedy velký potenciál různě reagovat na geologické vlivy. První skupina toků se skládá z Berounky a jejích zdrojnic – Mže, Radbuzy, Úhlavy a Úslavy. Druhou skupinu tvoří Vltava a její přítoky – Malše a Lužnice. Třetí skupina je tvořena Horním a středním Labem, Cidlinou, Bystřicí a Javorkou.

Mezi zkoumané parametry vodních toků v této práci patří mj. spád, orientace toku a sinuositata. Tyto parametry nám při porovnávání s geologickou stavbou mohou mnoho napovědět o tom, jak se vodní toky přizpůsobují geologické situaci a jak se v průběhu času vyvíjejí. Tyto parametry budou získávány převážně distančními metodami (digitální model terénu, ortofotomapy, aj.). Tak získáváme možnost snadněji zpracovat dlouhé úseky řek na velké ploše. Vliv na tyto parametry bude zkoumán odděleně, ale také v kombinaci, protože většinou působí geologické vlivy na více těchto parametrů zároveň. Mimo jiné také bude posuzován vztah mezi gradientem vodního toku a sinuositou volných a zakleslých meandrů. Naměřené hodnoty budou porovnávány v rámci jednoho toku, celé skupiny toků, ale i mezi jednotlivými skupinami. Takto dostaneme lepší možnost srovnání, pochopení a ohodnocení vlivu geologické stavby na vodní toky. Srovnání mezi jednotlivými řekami nám také může naznačit vývoj vodního toku, ale i celého povodí. V rámci této práce nebudou detailněji zpracovávány pleistocenní říční terasy, i když mají mnoho společného zejména s vývojem vodních toků. Pro tento postup existují dva hlavní důvody: Říční terasy byly v Českém masivu zkoumány už po dlouhou dobu a tato práce nemá za cíl původní výzkumy přepracovávat nebo porovnávat, ale spíš na ně navázat a nabídnout pohled z poněkud jiného směru. Druhým důvodem je fakt, že

zpracovávané části toků se spíše nacházejí v území, kde se žádné říční terasy nevyskytují (horní tok) a porovnávání s původními výzkumy je obtížné nebo i nemožné.

Práce je rozdělena na základní části: metodická část, teoretický úvod do problematiky, interpretační část, diskuze a závěr. Interpretační část je rozdělena podle jednotlivých skupin toků, skupiny jsou dále děleny podle jednotlivých toků. U každého toku je nejdříve uveden stručný přehled geomorfologické, geologické a tektonické situace. Následuje popis a interpretace vlastních projevů litologie a tektoniky na parametry vodních toků.

Průběžné a finální výsledky jsou prezentovány mj. také formou podélných profilů, grafů a jednoduchých mapek. Tam, kde to bylo vhodné, se tyto grafické prvky nacházejí přímo v textu. Zbývající se nacházejí v Přílohách umístěných na konci práce.

Tato práce neobsahuje diskusní část v klasickém pojetí. Díky velmi rozsáhlé problematice, kde je třeba většinu výsledků posuzovat odděleně, byla řada problémů řešena dílčími diskuzemi, zejména pak v oddílech „Závěr o...“. Toto řešení bylo zvoleno proto, že veškeré diskutované problémy shromážděné v jedné kapitole by mohly působit nepříliš strukturovaně a byly by odtrženy od původních výsledků. V kapitole „Diskuze“ se tedy nachází spíše obecná diskuze o vlivu litologie a tektoniky na vodní toky v Českém masivu a jejich vývoj.

Cíle této práce jsou následující: Prozkoumat vliv litologické a tektonické stavby na spád, orientaci a sinuositu vybraných toků v Českém masivu. Porovnat vliv tektoniky a litologie na jednotlivé toky a skupiny toků. Dále posoudit, zda – a v jakých oblastech - hraje větší roli litologická nebo tektonická stavba. Pokusit se určit oblasti, kde působí či nedávno působila tektonická aktivita (zejména tektonické vertikální pohyby) a použít tyto poznatky k interpretaci vývoje vybraných vodních toků.

2. Metodika

Vytvoření podélných profilů jednotlivých řek bylo jedním ze základních kroků pro získání dat hodnocených v této diplomové práci. Pro získání výškových dat byl použit volně dostupný digitální model terénu (DEM – Digital Elevation Model) (Data poskytl a zpracoval © GISAT (2007a)), který byl vytvořen z tzv. SRTM dat.

SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) byl ojedinělý projekt amerických organizací NASA (National Aeronautics and Space Administration) a NGA (National Geospatial-Intelligence Agency). Šlo o jedenácti denní misi raketoplán Endeavour v roce 2000, v průběhu které byla pořízena radarová data většiny povrchu Země (zhruba 80% - pás mezi 60° s.š. a 56° j.š.) (Farr et al., 2007). Data byla snímána technikou ISAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), která umožňuje pořízení výškových dat díky změření fázového posunu odražených radarových paprsků. Ty jsou přijímány dvěma anténami vzdálenými od sebe určitou vzdáleností (v případě SRTM to bylo 60 m). Díky rozdílům v přijatých datech lze vypočítat rozdíl ve vzdálenosti od antény, tedy rozdíly ve výšce reliéfu (Gupta, 1991).

Existuje několik verzí digitálních modelů terénu z dat SRTM. Pro tuto práci byla použita verze DEM SRTM3, která má maximální výškovou přesnost 12 m polohovou přesnost 15 m (Farr et al., 2007). SRTM DEM mají význam zejména jako globální modely terénu nebo jako zdroj výškopisných dat v místech, která doposud nebyla konvenčním způsobem zmapována. V současné době existují i novější DEM (např. ASTER GDEM), jejich přesnost však není výrazně lepší než u modelů SRTM a v některých případech obsahují novější DEM různé nedostatky a omezení (GISAT, 2007b). Pro použití SRTM DEM tedy hovoří dlouholeté vylepšování jeho nedostatků, poměrně jednoduché použití a zejména to, že jsou data volně k dispozici. Jak již bylo uvedeno výše, přesnost SRTM nemusí být ve všech případech dostačující, zvláště když je tento model aplikován pouze v regionálním měřítku v rámci České Republiky. Při zpracování této práce byly tedy v případě potřeby použity i jiné zdroje výškopisných dat, které byly zkombinovány s daty ze SRTM DEM. Byla to zejména data ze Základní mapy ČR 1:10 000 (ZM 10) (ČÚZK, 2006). Na rozdíl od DEM SRTM jsou tato data získána „konvenčním“ mapováním. Podélné profily byly ještě dále upřesňovány pomocí dalších mapových podkladů - topografická mapa ČR 1: 50 000 (VGHMÚř, 2003), turistická mapa ČR 1:50 000 (SHOCart, s.r.o., 2012). SRTM DEM a další data byla zpracovávána

v softwarovém prostředí ArcGIS 9, ve kterém byly sérií jednoduchých funkcí vytvořeny podélné profily.

Zmíněné podélné profily bylo zapotřebí porovnat s geologickými daty, a proto byla opět za pomoci nástrojů ArcGIS provedena rektifikace DEM a geologických map. Jako zdroj geologických dat byla použita geologická mapa ČR v měřítku 1: 50 000 (Česká geologická služba, 2003) Z této mapy byly čerpány informace jak o litologii, tak o tektonice. V případě nejasností nebo podle potřeby byly informace z geologické mapy upřesňovány údaji z literatury (viz citace v textu).

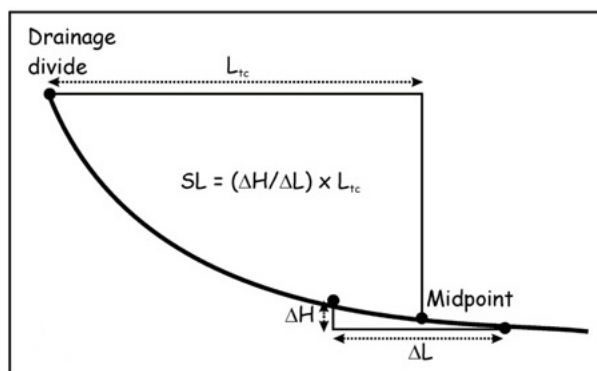
Kombinací podélných profilů s geologickými daty bylo možné vytvořit geologické řezy kopírující tok konkrétní řeky. Původní data pro tyto řezy byla získána softwarem ArcGIS, poté byla exportována a do výsledné podoby překreslena v softwaru pro kresbu map OCAD 9. Zmíněné řezy znázorňují pouze předkvartérní horniny. Kvartérní pokryv není díky použitému měřítku zakreslen, nicméně na významné výskyty kvartérních sedimentů je odkazováno v textu.

Podélné profily byly vyneseny do jednoduchých grafů, aby mohly být porovnány jednotlivé vodní toky mezi sebou. Kromě běžných profilů (vzdálenost na ose x , nadmořská výška na ose y), byly vytvořeny také „logaritmické profily“, kde byla vzdálenost na ose x udávána v logaritmickém měřítku (podle Merrittse a Vincenta, 1989 in Burbank a Anderson, 2006). Tyto „logaritmické profily“ slouží k lepší interpretaci vlivu tektoniky na spádovou křivku toku.

Kromě vertikálních charakteristik toků byly zkoumány také horizontální prvky. Jedná se zejména o průběh toku, jeho orientaci, sinuositu, rozměry meandrů (viz dále). Pro získání těchto výsledků byl DEM SRTM často nedostačující, protože zejména v akumulacích oblastech (dolní tok řek) nebylo možné odpovídajícím způsobem sledovat a změřit průběh vodního toku. Proto byly použity turistické a topografické mapy (viz výše). Bohužel řada vodních toků je již několik staletí ovlivňována činností člověka - překládání a narovnávání koryta řeky, zasypávání meandrů je běžné u většiny studovaných toků. Pro získání odpovídající kvality měření proto musely být použity kromě aktuálních map i jiné mapové podklady. Šlo zejména o ortofotomapy z volně dostupných zdrojů – www.mapy.cz (©Geodis Brno, s.r.o., 2012), aplikace GoogleEarth (©Google, 2012) a také historické letecké snímky (©VGHMÚř Dobruška, MO ČR, 2009) a historické mapy z II. Vojenského mapování (© 2nd Military Survey, Austrian State Archive/Military Archive, Vienna; © Laboratoř geoinformatiky Univerzita J.E. Purkyně; © Ministerstvo životního prostředí ČR) a III. vojenského mapování (© Laboratoř geoinformatiky Univerzita J.E. Purkyně; © Ministerstvo

životního prostředí ČR). Porovnáním historických map a historických leteckých snímků s aktuálními leteckými snímky bylo možné v místech silného antropogenního vlivu (přehradní nádrže, zasypané meandry na dolních tocích, apod.) částečně rekonstruovat přirozený průběh vodního toku. Získané údaje o průběhu vodního toku a dalších parametrech byly opět porovnávány s geologickou mapou (viz výše) za pomoci softwaru ArcGIS 9.

Znalost podélného profilu vodního toku, jeho délky a průběhu je velice důležitá, nicméně pro lepší pochopení vlivu litologie a tektoniky na vodní tok je třeba změřit a vypočítat ještě další parametry. Jedním ze základních je výpočet spádu vodního toku. Ten získáme jednoduchým výpočtem, kdy rozdíl (nadmořských) výšek na vodním toku vydělíme délkou úseku, který leží mezi oběma naměřenými výškami ($\Delta H/\Delta L$) na obrázku č. 1.). Délka úseku je konstantní, jedná se zpravidla o jeden kilometr. Hodnoty spádu se tedy udávají v m/km nebo v promilách. Dalším jednoduchým, ale velice silným nástrojem, který můžeme vypočítat z podélného profilu je tzv. SL (stream lenght) index (Hack, 1973). Můžeme ho vyjádřit vztahem $SL = (\Delta H/\Delta L)L$, kde ($\Delta H/\Delta L$) představuje gradient (tedy rozdíl výšek vydělený délkou úseku) a L představuje délku úseku toku od pramene ke středu měřeného úseku. Viz obr. č. 1.

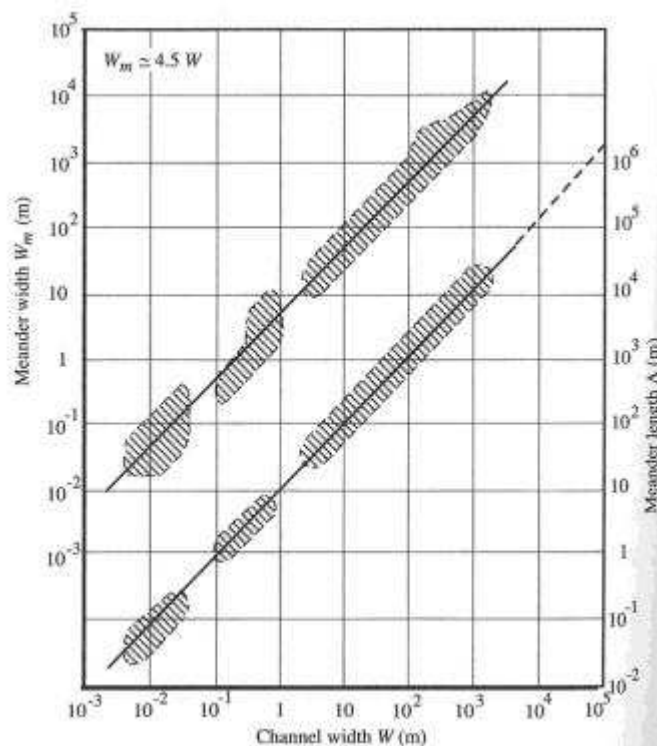


Obr. č. 1 : Znáornění SL indexu (podle Hacka, 1973 in Font, 2010)

Také SL index se zpracovává s konstantní délkou úseků, kterou je třeba zvolit podle délky zkoumaného toku. V této práci byly SL indexy (a gradienty) měřeny na úsecích o délce 1 km. SL index je poměrně často používaným nástrojem pro geologické a geomorfologické analýzy. Na geologické a litologické vlivy je totiž výrazně citlivější, než pouhý gradient toku nebo neupravený podélný profil (Hack, 1973). Po vynesení hodnot SL indexu do grafu tak můžeme snadno lokalizovat místa s neobvykle vysokou nebo nízkou hodnotou SL indexu a porovnat tato místa se spádovou křivkou, lokální geologickou, tektonickou a geomorfologickou situací a zjištěné vztahy interpretovat. SL index se často používá zejména k zjišťování (neo)tektonických vlivů na vodní toky a říční síť a to jak u nás (Štěpančíková et al., 2008),

tak v zahraničí (Font et al., 2010; Troiani a Della Seta, 2008; Monteiro et al., 2010). Nicméně i SL index má díky své vyšší citlivosti i jisté nevýhody, peaky křivky jsou často velmi ostré a často se střídají lokální maxima a minima. Proto je vhodné používat některé statistické metody, například klouzavý průměr, které lépe ukáží trendy na delším úseku podél toku. V této práci bylo používáno zejména shlazování klouzavým průměrem z 5 a z 20 hodnot. SL sice dosahuje hodnot, které lze číselně vyjádřit, ale je jistě vhodnější používat pouze relativní srovnávání mezi dvěma řekami nebo dvěma úseky řeky. Hodnotu SL indexu kromě litologie a tektoniky ovlivňují i další vlivy (hydrologická situace, klima, biogenní vliv, antropogenní vliv atd.), takže by použití absolutních hodnot pro srovnání mohlo být zavádějící (Font et al., 2010).

Pro lepší pochopení vývoje vodních toků, případně rozlišení o jakou část vodního toku se jedná, lze použít měření sinuosity. Obecně řečeno, sinuosity je poměr mezi délkou koryta a délkou středu údolí (downvalley lenght). Rovné úseky řeky by tedy měly mít hodnotu sinuosity rovnou 1 nebo o něco málo větší. Klasický meandrující tok dosahuje hodnot sinuosity až kolem 2 (Rosgen, 1996). Délka středu údolí se však dá použít pouze v případě, že se jedná o řeku s klasickými volnými meandry. Pokud se jedná o meandry zakleslé, je třeba použít metodiku poněkud odlišnou. Délka středu údolí je nahrazena přímkou, která definuje obecný směr toku řeky v jednotlivých úsecích mezi výraznými ohyby nebo přítoky (Barbour, 2008). Získané výsledky pak ovšem můžeme porovnávat mezi sebou pouze v rámci jednoho typu meandrů, tj. nelze porovnávat absolutní hodnoty sinuosity mezi úsekem řeky se zakleslými a volnými meandry (Barbour, 2008). Poměrně jednoduchým způsobem, jak od sebe odlišit různé meandrující úseky vodních toků, je měření vlnové délky (wavelength) meandrů (viz obr. č. 2). Existuje pozitivní korelace mezi šířkou koryta vodního toku a vlnovou délkou meandru (Zeller in Julien, 2002). Ve většině případů by tedy mělo být jednoduché odlišit meandrující úseky horního a dolního toku a také úseky se zaklesnutými meandry, kde tento vztah zřejmě neplatí (Harden, 1990).



Obr. č. 2 : Závislost šířky a vlnové délky meandrů na šířce koryta (podle Zeller, 1967b in Julien, 2002)

Hodnoty sinuosity byly vyneseny do společných grafů s gradienty konkrétních vodních toků, aby mohl být porovnáván vztah těchto dvou veličin. Pro tento účel byly také vytvořeny grafy porovnávající jednotlivé toky, respektive případný vztah gradientu k sinuositě volných/zakleslých meandrů. Tuto metodiku použil například Harden (1990). Byly navzájem porovnávány průměrné hodnoty gradientů a sinuosity na 10 kilometrových úsecích toků. V této práci se několikrát objevuje hodnocení toků podle řádovosti. Byl použit systém podle Strahlera (1952), který menším číslem označuje menší vodní tok (tj. největší toky směřující přímo k hladině globální erozní báze budou mít nejvyšší číslo – nejvyšší řád). Také se zde několikrát objevuje hodnocení vodních toků podle hodnoty sinuosity, míry zaklesnutí koryta apod. Zde byl využit velmi komplexní klasifikační systém podle Rosgena (1996).

3. Obecný vliv litologie a tektoniky na parametry vodních toků

Litologická a tektonická stavba podloží výrazně ovlivňuje mnohé parametry vodních toků - spád toku, jeho směrovou orientaci, tvar a šířku údolí aj. V některých případech můžeme říci, že je konkrétní změna způsobena litologickými nebo tektonickými podmínkami, většinou se však jedná o kombinaci těchto vlivů. Pro přehlednost a názornost jsou však níže oba tyto vlivy od sebe odděleny.

Vliv litologie a odolnosti hornin na parametry vodních toků

Vodní toky působí na své horninové podloží mechanickou i chemickou erozní silou.

Jednotlivé horniny se od sebe často velmi výrazně liší v odolnosti vůči erozi. Obecně bychom mohli říci, že vodní toky tvoří svá koryta přednostně v méně odolných horninách (Jansen, 2006). Toto tvrzení však takřka nikde neplatí absolutně, svou roli hraje i mnoho jiných činitelů (tektonická situace) a existuje celá řada výjimek (např. tzv. vnucená údolí - Alvarez, 1999).

Odolnost horniny vůči erozi může být odlišná mezi různými horninovými typy, mohou se ale také vyskytovat rozdíly i v rámci jednoho druhu horniny. Výslednou celkovou odolnost ovlivňují podle Attewela a Farmera (1976) parametry jako porosita, velikost zrn, tvar zrn, orientace zrn a krystalů, mineralogické složení, obsah vody aj. Horniny s nízkou porositou a/nebo menší velikostí zrn a/nebo nepravidelnými zrny mají zpravidla větší odolnost vůči erozi. Tyto vlastnosti způsobují větší plochu kontaktu mezi jednotlivými zrny a tím i větší odolnost. (Attewell a Farmer, 1976). Z toho plyne, že např. málo zpevněný porózní pískovec nebude příliš odolný, zatímco bazalt bude na opačném konci pomyslné stupnice odolnosti. Důležitou roli v odolnosti hornin vůči erozi hraje zejména mineralogické složení. U magmatických hornin popisuje odolnost horniny poměrně přesně klasické Bowenovo krystalizační schéma, respektive jeho obrácená varianta - Goldichovo schéma. Podle tohoto schématu bude křemen zvětrávat obtížněji než např. olivín, také proto patří kvarcity a granitoidy k nejodolnějším horninám (Kachlík, 2001). U hornin metamorfovaných hraje svou roli mineralogické složení, ale zejména stupeň metamorfózy, kterou hornina prodělala. Metamorfované horniny, jejichž protolit byl tvořen odolnými horninami, bývají zpravidla odolnější i po prodělané metamorfóze (např. ortoruly). Na druhou stranu odolnost pískovce, který prodělal pouze slabou metamorfózu hraničící s diagenézí, bude znatelně nižší než

odolnost kvarcitu (Dudek et al., 1984). V případě klastických sedimentárních hornin hrají svou roli výše zmíněné parametry jako porosita, velikost zrn apod. Specifický vliv na parametry říčních toků mají horniny, u kterých se zvláště výrazně projevuje chemická eroze, tj. karbonáty nebo evapority. Tyto horniny se však vyskytují v Českém masivu velmi sporadicky a proto se jimi tato práce nebude detailněji zabírat. Nicméně i v případě klastických sedimentů velmi záleží na obsahu případných karbonátových nebo jílovitých složek, které mohou výrazně ovlivňovat celkovou odolnost horniny. Laboratorním testováním odolností různých typů hornin a zkoumáním jejich vlivu na prohlubování říčního koryta se zabýval například Sklar a Ditrich (2001). Ti zjistili, že podle předpokladů jsou plutonické horniny odolnější než pískovce nebo vápence. Nicméně právě v případě pískovců existuje vysoká variabilita odolnosti mezi jednotlivými druhy a typy a nezanedbatelnou roli hraje i míra zvětrání horniny a tektonické porušení.

Vliv odolnosti hornin na šířku říčního údolí popsal například Lifton et al. (2009): v údolí řeky Big Creek v Idaho, USA zjistil silnou korelaci mezi odolností podložních hornin a šířkou dna údolí. V méně odolných horninách (tufy) bylo vytvořeno širší údolí než v odolných granodioritech. Nicméně i v tomto případě byly změny šířky údolí ovlivňovány jinými vlivy (orientace svahu sever/jih a tím způsobené změny v míře zvětrání a - narušení - povrchu hornin), než pouze změnami litologickými. Tvzení, že v odolných horninách je údolí užší a hlubší však platí ve většině případů. Vliv stupně zvětrání a povrchových podmínek hornin se může projevat ve všech měřítkách a může ovlivňovat i další parametry vodních toků. Objektivně se však dá tento vliv posoudit pouze v rámci malého povodí nebo v podobném měřítku (Lifton, 2009). Tato práce se zabývá až několikasetkilometrovými vodními toky, bylo by tedy velice náročné správně posuzovat míru zvětrání hornin na tak velkém území. Zvětrání hornin bude tedy při posuzování litologického vlivu bráno v potaz jen v omezené míře. Autor si je však vědom, že stav horninového povrchu je velmi důležitý a - i přesto, že litologické složení má pravděpodobně větší vliv (Sklar a Ditrich, 2001) – může v lokálních podmínkách výrazně ovlivňovat parametry vodního toku. Z podobných důvodů se tato práce příliš detailně nezabývá také vlivem litologie na šířku a tvar říčního údolí. Podle Jansena (2006) ovlivňují litologické podmínky tvar údolí (koryta) bez vazby na změny gradientu pouze na krátkých úsecích. Na delších (kilometrových) úsecích se charakter údolí mění zpravidla společně se změnou gradientu. Vliv litologie na vodní tok a jeho případný vývoj se dá lépe posoudit právě podle změn gradientu a tvaru spádových křivek, proto jsou parametry údolí v této práci zmiňovány jen stručně.

Vlivem odolnosti hornin na spádovou křivku vodního toku se zabýval například Whipple (2000). V své práci uvádí, že spád se zvyšuje vždy v místech, kde vodní tok překonává výskyty hornin s vyšší odolností. V závislosti na zkoumaném měřítku se může jednat o šikmo uložené lavice sedimentárních hornin, lávové proudy nebo i pouhé balvany v řečišti. V tomto případě se jednalo o práci, která se zabývala situací na velmi malém území, ale jiní autoři, např. Horník et al. (1982) potvrzují, že zvyšování spádu vodního toku při překonávání odolných hornin funguje ve všech měřítkách. V místech vyššího spádu také může docházet k zintenzivnění zpětné vazby, protože je zde vyšší pravděpodobnost odkrytí podložní odolné horniny než v místech s nižším spádem, kde je často hornina překryta akumulovanými fluviálními sedimenty (Jansen, 2006). Úsek toku s vyšším spádem (tzv. knickpoint) může být vytvořen díky litologickým rozdílům nebo díky tektonickým pohybům či změně erozní báze (viz dále). U všech těchto „knickpointů“ však platí, že se mohou pohybovat (a často také pohybují) směrem proti proudu vodního toku díky vysoké míře (zpětné) eroze v daném místě. Rychlost posunu knickpointu může být různá, záleží na litologických podmínkách a erozní síle toku. Známým příkladem je posun hrany Niagarských vodopádů (litologicky podmíněný knickpoint, kdy je hrana vodopádu tvořena lavicí odolnějších hornin, která leží v nadloží hornin méně odolných). Za 11 000 let došlo k posunu hrany vodopádů o zhruba 11 kilometrů (Calkin a Brett, 1978). Podle Gardnera (1988 in Burbank a Anderson, 2006) je pro migraci knickpointu vhodná právě situace Niagarských vodopádů, tj. výskyt dvou různě odolných vrstev horniny. V případě uniformního litologického složení dochází k migraci pouze v případě, pokud je hornina silně rozpuštěná. V homogenní neporušené hornině je schod postupně zarovnáván a vytváří se vyrovnané spádová křivka toku (Gardner (1988) in Burbank a Anderson, 2006).

Šířka říčního údolí a spád vodního toku jsou zpravidla litologickými poměry ovlivňovány zároveň. Tj. v místech vyššího spádu bývá užší a hlubší údolí a naopak. Toto tvrzení opět nelze aplikovat všeobecně, existuje celá řada výjimek a často se dominantně projevuje zejména tektonická situace na dané lokalitě. Některé práce, např. Jansen (2006), navíc naznačují, že pokud se odolnější horniny vyskytují podél toku pouze na krátkém úseku (řádově metry), dochází pouze k zúžení a prohloubení údolí (koryta), ale nevytváří se zde úsek s vyšším spádem.

Litologická stavba může za některých podmínek ovlivňovat i horizontální charakteristiky toku – orientaci a sinuositu. Vodní toky mají tendenci vyhýbat se polohám odolnějších hornin (Balatka a Sládek, 1962). Příklady takových situací můžeme v Českém masivu nalézt například na Radbuze nebo Vltavě. Pro volné meandry je litologická stavba zásadní, neboť

bez vhodného sedimentárního podloží by volné meandry vůbec nevznikly. Detailními principy vzniku a vývoje volných meandrů se věnuje celá řada prací (Garde, 2006; Chen a Tang, 2012; Engel a Rhoads, 2012). U zakleslých meandrů je situace okolo vzniku a vývoje poněkud složitější. Často se zde kombinuje vliv zlomové stavby, litologických podmínek a tektonických pohybů. Litologickými podmínkami, ovlivňující zakleslé meandry se zabývá například Harden (1990).

Specifický vliv na parametry říčních toků mají horniny, u kterých se zvláště výrazně projevuje chemická eroze, tj. karbonáty nebo evapority. Tyto horniny se však vyskytují v Českém masivu velmi sporadicky a proto se jimi tato práce nebude detailněji zabývat.

Vliv tektonické stavby

Tektonické fenomény můžeme rozdělit do dvou základních kategorií - tvary křehké a tvary duktilní tektoniky. Klasickými případy vlivu duktilních struktur (vrás) na vodní toky se tato práce zabývat nebude, neboť mají v Českém masivu zanedbatelný nebo žádný vliv. Větší pozornost bude věnována křehkým strukturním deformacím – puklinám a zlomům. V případě zlomů se v naprosté většině jedná o zlomy neaktivní nebo s velmi zanedbatelným recentním pohybem bloků podél nich. Nicméně i aktivní zlomy se mohou v Českém masivu vyskytnout a proto budou také krátce zmíněny příklady ovlivnění vodních toků a říčních sítí aktivní tektonikou.

Puklinové systémy popisuje klasická práce Gerrarda (1988), zpracovávaná v oblasti Dartmoor ve Velké Británii. V práci je zmíněna téměř ideální korelace sítě tektonických poruch a říční sítě. V této oblasti tvořené odolnými granity se řeky orientují takřka výhradně podél puklin a zlomů v horninovém podloží. Tato výrazná shoda mezi orientací říčních údolí a tektonickými diskontinuitami je způsobena zřetelně nižší odolností puklin a jejich okolí ve srovnání s okolním horninovým masivem (Chorley et al., 1985). Zlomy a pukliny tak představují místa, podél kterých může vodní tok proudit s nižší energetickou náročností, a proto se vodní toky často přednostně orientují právě podél těchto tektonických struktur. Výrazné rozdíly v odolnosti mezi tektonickými poruchami a okolní neporušenou horninou můžeme nejnázorněji pozorovat ve vysoce odolných horninách, např. vulkanitech nebo výše zmíněných granitech. Tyto horniny často tvoří kompaktní celky a tektonické poruchy tvoří často jediná nehomogenní místa vhodná k založení nebo propagaci vodního toku (Chorley et al., 1985). Principy, kterými se vodní tok řídí, při „vyhledávání“ puklin či jiných slabých míst v horninových masivech jsou stále ještě z velké části neznámé. Shodná orientace puklinového systému a části říční sítě nemusí znamenat, že se tektonika zásadně podílí na tvarech a

orientaci vodních toků, nicméně v mnohých případech tomu tak skutečně je (Beavis, 2000). Podél tektonických poruch se obecně orientují převážně toky nižších řádů, které jsou vnějšími tektonickými (a litologickými) podmínkami snáze ovlivnitelné, než mocnější toky vyšších řádů s většími průtoky (Ribolini a Spagnolo, 2007).

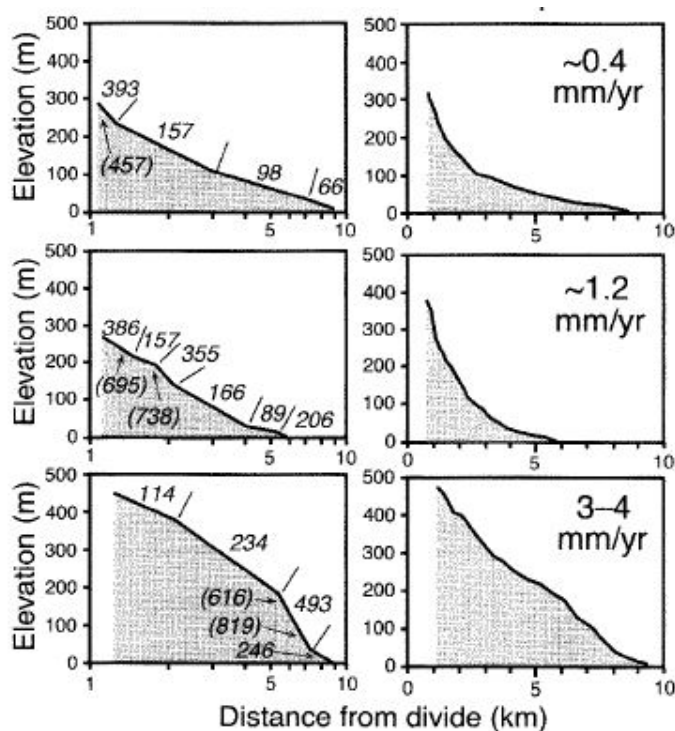
Zlomy jsou často v terénu dosti výraznější než pukliny a to díky pohybům, které podél nich probíhaly nebo probíhají. Zlom tak může představovat výraznou překážku nebo naopak jakýsi koridor, podél kterého může být přizpůsobena orientace části vodního toku. Někdy bývá u zlomů přítomna i zóna drcených hornin, která coby nehomogenita v horninovém prostředí může působit na orientaci vodních toků ještě výrazněji než samotný zlom (Beavis in Gerrard, 1988).

Aktivní pohyb na zlomech se může projevit např. na spádové křivce vodního toku nebo na celkové orientaci toku a tvaru říční sítě. Pokud vodní tok kolmo překonává zlom, na kterém dochází ke zdvihu či poklesu, na spádové křivce se vytvoří výrazný schod, tzv. knickpoint (Maroukian et al., 2008). V průběhu času dojde pravděpodobně k jeho zarovnání, ale záleží především na poměru erozní síly toku vůči pohybům na zlomu. Zachovaný „knickpoint“ může být důležitým svědectvím o tektonických pohybech v minulosti (Carretier et al., 2006). „Knickpointy“ mohou díky zpětné erozi migrovat proti proudu vodního toku, v Himálaji byly naměřeny rychlosti pohybu „knickpointu“ až 10 mm/rok (Burbank et al., 1996 in Burbank a Anderson, 2006). Za relativně krátkou dobu se tedy může tento schod ve spádové křivce posunout o velkou vzdálenost od litologického rozhraní, či tektonické struktury, která jeho vznik iniciovala. To se může stát poměrně problematickým prvkem při interpretaci, protože se můžeme setkat s „knickpointem“, který nekoinciduje s žádným geologickým fenoménem. Může být tedy obtížné tento schod ve spádu nejen interpretovat, ale i datovat dobu jeho vzniku. Bez datování (např. kosmogenními nuklidy) je velmi obtížné určit rozsah případné migrace a dobu vzniku „knickpointu“ (Burbank et al., 1996 in Burbank a Anderson, 2006). Otázka rychlosti migrace „knickpointů“ v různých litologických a tektonických podmínkách není ještě zcela uspokojivě vyřešena (Burbank a Anderson, 2006). Nicméně litotektonických, klimatických a hydrologických podmínkách Českého masivu nemůžeme pravděpodobně očekávat výraznou migraci těchto stupňů na spádové křivce.

V případě, kdy vodní tok překonává zlom, na kterém dochází k horizontálnímu pohybu, mohou se vytvořit velmi typické tvary údolí nebo celé říční sítě. Na vodním toku pak můžeme pozorovat dvě ostré změny směru, při větším rozsahu pohybu na zlomu může dojít k přerušení horního a dolního toku a takový případ pak nazýváme jako „beheaded stream“ (Burbank and

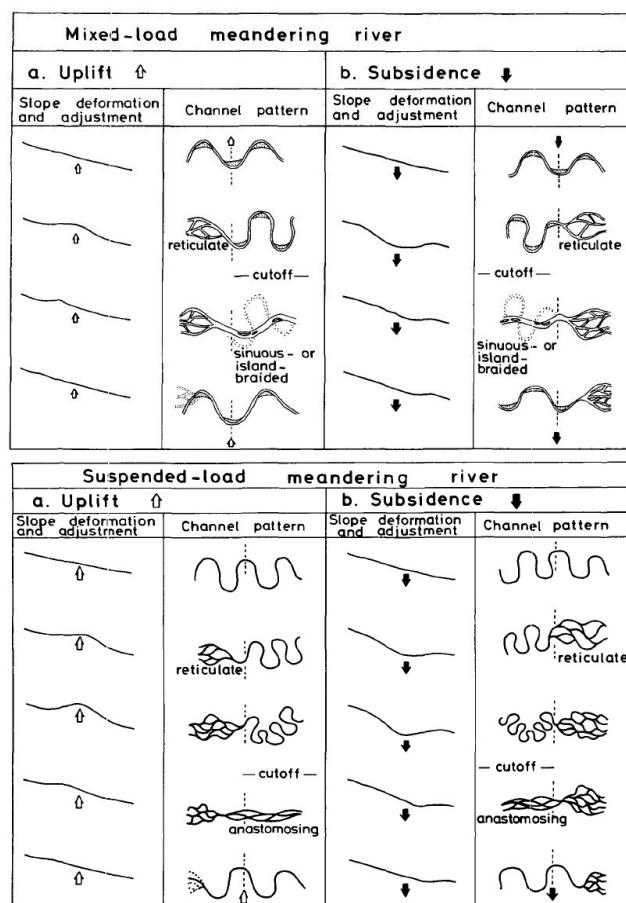
Anderson, 2006). Příklady takových toků můžeme najít např. v Kalifornii na známém zlomu St. Andreas (Huggett, 2003) nebo na Novém Zélandu (Little et al., 2009).

Tektonická aktivita se může projevit i ve větším měřítku a ovlivňovat tvar celé spádové křivky. Již autoři jako Zeuner (in Balatka a Sládek, 1962) zmiňují, že ideální tvar vyrovnané spádové křivky by se měl blížit hyperbole. V přírodních podmínkách bud ideálního stavu dosaženo jen obtížně, nicméně můžeme u jednotlivých řek vzájemně posoudit vyrovnanost jejich spádových křivek. Čím více bude ve spádové křivce stupňů nebo jiných nepravidelností, tím více je řeka ovlivňována litologickými a tektonickými vlivy. Pokud se spádová křivka blíží ideálnímu tvaru, zpravidla to znamená, že erozní činnost řeky probíhala delší dobu bez narušení (např. tektonickou aktivitou) a případné stupně byly erozní činností vyhlazeny. Teoreticky tedy platí, že čím je vodní tok starší, tím je spádová křivka vyrovnanější (Radoane et al., 2002). Svoji roli hraje i celá řada jiných procesů – klimatické vlivy, hydrologie apod. Některé práce (Radonae et al., 2002; Carretier et al., 2006) nicméně uvádějí, že v podmínkách střední Evropy je litotektonický vliv na spádovou křivku výraznější než ostatní negeologické faktory. Jak už bylo řečeno výše, drobné stupně na spádové křivce mohou vypovídat o lokálním vlivu litologie nebo pohybů podél zlomů, které vodní tok překonává. Celkový tvar spádové křivky však může být indikátorem regionálních tektonických pohybů celé oblasti, kterou vodní tok protéká. Pokud má spádová křivka mezi pramenem a ústím spíše tvar přímky než hyperboly, může se jednat o oblast prodělávající tektonický výzdvih. Při použití „logaritmického profilu“ (délka vodního toku je vůči nadmořské výšce znázorněna logaritmicky) bude mít tato křivka konvexní tvar - viz obr. č. 3. (Merrits and Vincent, 1989 in Burbank and Anderson, 2006).



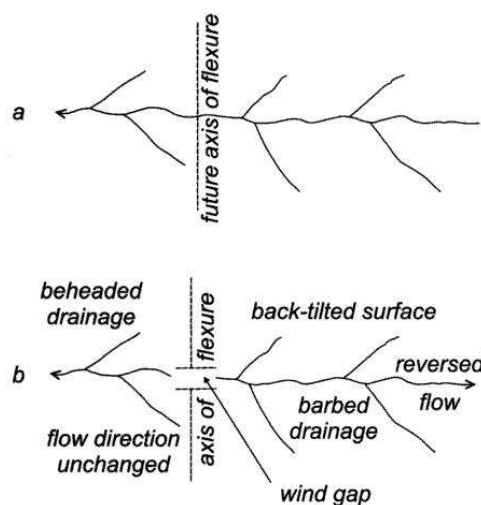
Obr. č.3 : Příklad tvarů spádových křivek na příkladech 3 toků v Kalifornii. V levém sloupci jsou „logaritmické profily“, v pravém sloupci jsou klasické profily. Čísla nad profily v levém sloupci znázorňují hodnoty SL indexu. V pravém sloupci je uvedena rychlost tektonického výzdvihu. Řeka protékající zónou vysokého výzdvihu má vyklenutý „logaritmický profil“ a přímý klasický profil (Merritts a Vincent, 1989 in Burbank a Anderson, 2006).

Velmi užitečným nástrojem pro zjišťování vlivu tektonických pohybů na vodní tok může být také tzv. SL index (Hack, 1973) – viz kapitulu Metodika. SL index nabývá vyšších hodnot v místech, kde má vodní tok abnormálně vysoký spád. Tato úseky s vyšším spádem mohou být vytvořena vlivem litologie (odolnější horniny), antropogenně (přehrada) nebo také vlivem tektoniky. Pokud se nám podaří vybrat úseky toku s vysokým SL indexem, ale bez prokazatelného vlivu litologie apod., mohou tyto úseky znázorňovat lokality s vyšší pravděpodobností tektonických pohybů (výzdvihů) (Font et al., 2010; Štěpančíková et al., 2008). Regionální tektonika také může ovlivňovat sinuositu vodních toků. Experimentálně se vlivem regionálního výzdvihu/poklesu na sinuositu zabývali Schumm a Kahn (1972). V reálných podmínkách potom na tyto výsledky navazovala práce Ouchiho (1985). Výsledky obou těchto prací se v podstatě shodují. Pokud meandrující řeka protéká přes pomalu se zdvíhající oblast, na „svahu“ vznikající elevace směřujícím po proudu se zvyšuje sinuosita toku. Po zastavení tektonického výzdvihu nebo po srovnání spádové křivky erozní činností se sinuosita vrací do původního stavu (díky zkracování meandrů). Velkou roli v tomto případě hraje charakter sedimentu neseného řekou, výsledné tvary a sinuosita však podléhají podobným trendům. Viz obr. č. 4.



Obr. č 4. : Vliv tektonického výzdvihu/poklesu na sinuositu toku. V horní části meandrující tok nesoucí různé frakce sedimentu. Ve spodní části meandrující tok se sedimentem neseným v suspenzi (Ouchi, 1985).

Obě tyto práce se zabývaly volnými meandry, poměrně úspěšně se však tato teorie dá použít i pro zakleslé meandry. Všeobecně uznávaná teorie vysvětluje vznik zakleslých meandrů (v Českém masivu, ale i jinde) takto – původně volně meandrující tok se díky výzdvihu okolí nebo poklesu erozní báze začal zařezávat do svého podloží (Garde, 2006). Zakleslé meandry tedy v některých případech mohly vzniknout tak, že díky tektonickému výzdvihu byly vytvořeny iniciální volné meandry, které se poté dále zařezávaly do podloží. Původní vyšší spád mohl být časem poněkud snížen, meandry však díky odolnosti okolních hornin zůstaly zachovány (Harden, 1990). Pokud tedy na jednom úseku toku nalezneme současně několik výše zmíněných znaků (tvar spádové křivky, vyšší hodnoty SL indexu, vyšší sinuosita (zakleslých) meandrů), je pravděpodobné, že zde opravdu k tektonickým pohybům docházelo nebo dochází. Bez vhodných datovacích metod je však velmi obtížné určit posloupnost dějů a prokázat tak platnost hypotézy. Ve většině případů se navíc v kombinaci s tektonickými pohyby může na geometrii říčního toku podílet lokální tektonická a litologická stavba (Harden, 1990).



Obr. 5. Proces vzniku „barbed drainage“. Na obr. a situace před tektonickým výzdvihem, na obr. b. po něm. Spodní tok řeky je useknutý, horní obrací směr svého toku (Ollier a Pain, 2000).

Regionální tektonika se může projevit výrazně i na orientaci říčního toku. Výzdvih nebo pokles celé oblasti, kterou protéká vodní tok, může být natolik rychlý, že se říční síť nedokáže přizpůsobovat výzdvihu/poklesu. Pokud dojde např. k rychlému výzdvihu dolní části toku, může se stát, že řeka svůj tok obrátí směrem ke svému předchozímu prameni, přičemž protéká stejným údolím jako v minulosti, pouze v opačném směru. Takovou řeku můžeme identifikovat podle přítoků, které se nestihly přizpůsobit rychlé tektonické aktivitě, jsou stále orientovány podle původního směru hlavního toku (toku s vyšším řádem) a celá říční síť má typický tvar, který označujeme jako „barbed drainage“ (viz obr. č. 5). Příklady takových říčních sítí můžeme najít např. v Austrálii (Ollier a Pain, 2000). Pokud tok protéká přes území, které prodělává výzdvih, může být v důsledku tohoto výzdvihu odkláněn od svého původního směru. Vodní toky v takovém případě mají tendenci „vyhýbat se“ oblasti s největší rychlostí výzdvihu. Takové příklady popisují například Merritts a Vincent (1989 in Burbank a Anderson, 2006).

4. Interpretační část

4.1. Vltava, Malše a Lužnice

Vltava je nejdelší řekou Českého masivu i celé České Republiky. Je dlouhá 430 km, její pramen leží ve výšce 1170 m n. m. pod Černou horou na Šumavě a její ústí do Labe je ve výšce 156 m n. m. Její povodí má plochu 28 090 km² (Kestřánek a Vlček, 1984).

Pro potřeby této práce byl tok Vltavy rozdělen do dvou zvláštních kapitol – Horní Vltava a Střední a dolní Vltava. Důvodem je silné antropogenní přemodelování na střední a dolní části toku (pod Hlubokou nad Vltavou), které neumožňuje použití stejných metod jako na toku horním.

4.1.1. Horní tok Vltavy

Úsek Vltavy mezi jejím pramenem a Hlubokou nad Vltavou je dlouhý 200 km, pramen leží ve výšce 1170 m n. m., hladina vodní nádrže Hněvkovice (tedy počátek úseku toku, který je silně antropogenně pozměněn) je 375 m n. m (Kestřánek a Vlček, 1984).

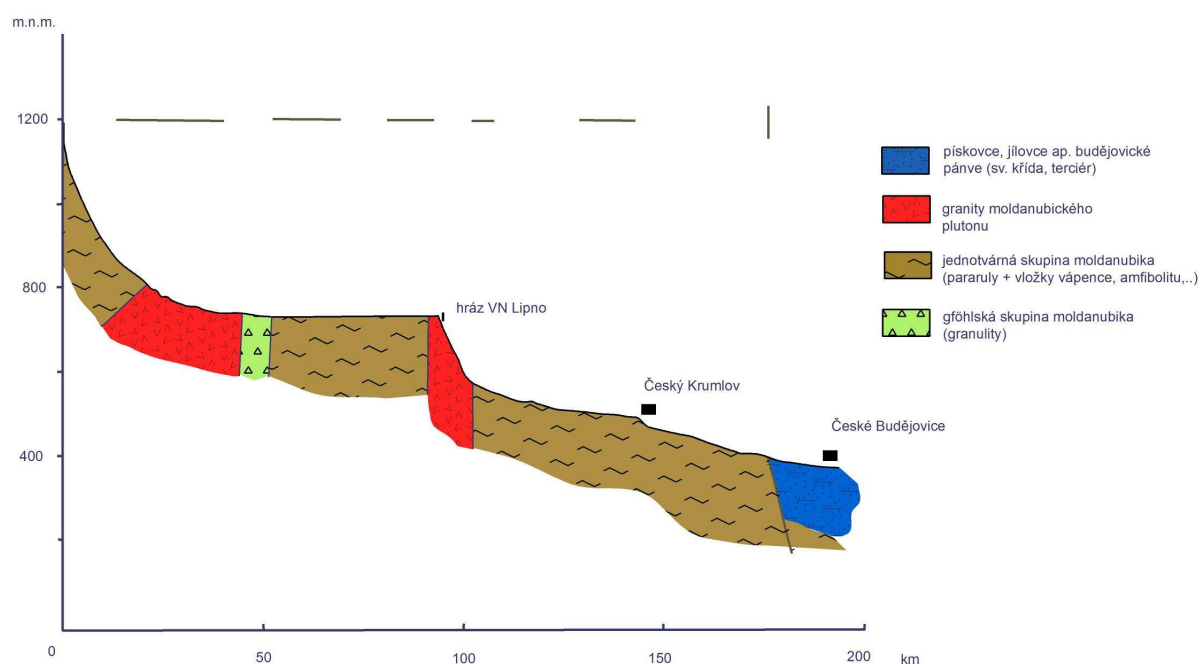
Podle směru toku, morfologie říčního údolí a sinuosity toku, lze tento úsek řeky Vltavy rozdělit na několik částí – pramennou část, úsek ve Vltavické brázdě, úsek Vyšší Brod-Boršov a část v českobudějovické pánvi. Horní partie toku jsou orientovány ve směru SZ-JV, spodní převážně v S-J směru. Nejhornější část toku se vyznačuje vysokým průměrným spádem (až 26 ‰), pro pramenné části řek typickým. Vysoký průměrný spád se postupně snižuje až k velmi nízkým hodnotám (0,4 ‰), které Vltava dosahuje v místech, kde protéká rozsáhlou podélnou sníženinou Vltavické brázdy (dnes z velké části zatopenou vodami v. n. Lipno). V tomto úseku se naopak výrazně zvyšuje sinuosity vodního toku. V úseku Lipno – Vyšší Brod řeka prudce zvyšuje svůj průměrný spád a to až na 27 ‰. Údolí se znatelně zužuje a prohlubuje a sinuosity je nižší. Mezi Vyším Brodem a Boršovem teče řeka již převážně v S-J směru a dosahuje průměrného spádu okolo 2,2 ‰. Za zmínku stojí mírný nárůst spádu, sinuosity a také změna směru vodního toku (ze směru S-J na JZ-SV) mezi Českým Krumlovem a Boršovem. Pod Boršovem již Vltava vtéká do českobudějovické pánve, což se projevuje dalším snížením průměrného spádu až na 1,5 ‰ a nárůstem sinuosity (viz níže). Také údolí je zde znatelně širší a mělké, než výše proti proudu (Balatka a Sládek, 1962).

Geologické poměry na horním toku Vltavy jsou poměrně různorodé. Řeka hloubí své údolí převážně v krystalinických horninách šumavského moldanubika, v českobudějovické pánvi jsou však zastoupeny i křídové a terciérní sedimenty. V oblasti moldanubika jsou nejrozšířenějšími horniny jednotvárné (ostrongske) skupiny zahrnující převážně pararuly (biotiticko-plagioklasové a sillimaniticko-biotitické, v menší míře také pararuly muskoviticko-biotitické) (Cháb et al., 2008). Časté jsou v jednotvárné skupině také migmatity (Chlupáč et al., 2002). Pestrá (drosendorfská) skupina je v moldanubiku zastoupena méně a také horní tok Vltavy protéká v těchto horninách pouze krátkým úsekem v okolí Českého Krumlova. Pestrá skupina je rovněž tvořena převážně pararulami (biotitickými, biotiticko-sillimanitickými, biotiticko-cordieritickými) (Cháb et al., 2008). Typické pro tuto jednotku jsou však časté vložky ostatních metamorfovaných hornin. Jedná se zejména o amfibolity, krystalické vápence, erlany a kvarcity. Gföhlská skupina moldanubika je tvořena granulity a leukokratními migmatity. Společně s granulitovými tělesy se také často vyskytují ultrabazické horniny jako peridotity a eklogity (Mísař et al., 1983). Granulity se na toku Vltavy vyskytují pouze v krátkých úsecích – v horní části Vltavické brázdy a pod Českým Krumlovem, kde ale vystupují pouze na Z straně říčního údolí a to pouze místy. Tok Vltavy velmi výrazně ovlivňují magmatické horniny moldanubického plutonu. Vyskytují se v horní části toku nedaleko od sebe, ale poměrně výrazně se liší. Na severozápadě Vltavické brázdy v okolí Želnavy se vyskytují durbachity Knížecího stolce (Sedlák et al., 2011), ale nedaleko od nich vystupují i granity eisgarnského typu (Chábera et al., 1985). Tyto granity se výrazně projevují na morfologii vltavského údolí i na změnách spádové křivky zejména pod hrází v. n. Lipno - známá Čertova stěna a Čertovy proudy (Balatka a Sládek, 1962). V českobudějovické pánvi jsou odkryty svrchnokřídové sedimenty klikovského souvrství a také terciérní sedimenty (souvrství lipnické, zlivské, mydlovarské, domanínské a ledenické) (Chlupáč et al., 2002). Jde o jezerní sedimenty tvořené slepenci, jílovitými pískovci a pískovci. V mydlovarském souvrství se vyskytují i občasné uhelné sloje (Chábera, 1982). V akumulčních částech toku (Vltavická brázda, českobudějovická pánev) jsou zachovány i několik metrů mocné kvartérní sedimenty převážně fluvialního a deluviofluvialního původu (Ložek, 1973).

Šumavské moldanubikum má velmi složitou tektonickou stavbu. Původní vrásové deformace a foliace jsou silně varisky přepracovány. Převládající směr os vrás v šumavském moldanubiku je SZ-JV až S-J u starších vrás a SV-JZ v vrás mladších (Kopačková et al., 2010; Mísař et al., 1983). Mnohem větší význam než vrásové deformace mají pro tuto práci deformace křehké. Významné zlomové struktury v moldanubiku vznikaly již při variské metamorfóze. Několikrát poté však byly tyto zlomy reaktivovány a pohyby na nich se

opakovaly až do subrecentní doby (Kopecký, 1983). Za nejstarší je považován zlomový systém ve směrech V-Z a S-J až SSV-JJZ (S-J – lhenický prolom, rudolfovský a kaplický zlom), mladší ve směru SZ-JV (paralelní s šumavským a dunajským zlomem) (Mísař et al., 1983).

Českobudějovická pánev je z tektonického hlediska oboustranným tektonickým příkopem, protaženým ve směru SZ-JV, který je omezen zlomy stejné orientace. Na JZ okraji pánve je to zlom dubenský, na SV okraji se jedná o zlom hlubocký (Maheř et al., 1984). Tyto zlomy byly aktivní synsedimentárně (Mísař et al., 1983), ale velmi pravděpodobně se jejich aktivita znovu obnovovala až do recentu (Kopecký, 1972). Pánevní sedimentární výplň porušují další, většinou bezejmenné zlomy, které jsou rovnoběžné se zlomy okrajovými. Na jihovýchodě je příkop pánve ohraničen zlomem rudolfovským (viz výše). Na severozápadě pánve se také vyskytují zlomy s orientací S-J až SSV-JJZ (Mísař et al., 1983).



Obr. č 6. : Podélný profil toku horní Vltavy + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje.

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok horní Vltavy

Počátek toku Vltavy má velmi vysoký spád, ale spádová křivka je zde velice vyrovnaná. Spád zde dosahuje hodnot v řádu několika desítek ‰, ale velice rychle klesá. Pod 15. kilometrem toku již nepřesahuje 10 ‰. Na celém úseku mezi pramenem Vltavy a Novou Pécí (okrajem v.n. Lipno) se vyskytuje celá řada drobných stupňů ve spádové křivce, kde hodnoty spádu kolísají mezi 10 ‰ a 1 ‰. Tyto stupně však nenarušují celkový trend snižujícího se

průměrného spádu. V tomto úseku se vyskytují pouze dva výrazné litologické přechody - první mezi pararulami jednotvárné skupiny moldanubika a moldanubickými granity a druhý mezi granity a granulity gřohlské skupiny. Zatímco hranice mezi pararulami a granity není na spádové křivce nijak patrná, mezi granity a granulity můžeme pozorovat drobný nárůst spádu (na 5 ‰). Granulity v moldanubiku jsou obecně velmi odolné (Chábera et al. 1985), tento stupeň ve spádové křivce můžeme tedy zdůvodnit vlivem litologie, ale i tektoniky (viz dále). Mezi Želnavou a Novou Pecí se nachází litologická hranice mezi granulity a pararulami. Toto rozhraní překračuje Vltava již v tektonicky založené vltavické brázdě a také je zde horninové podloží překryto silnou vrstvou kvartérních sedimentů. Proto není přechod mezi granulity a pararulami na spádové křivce patrný. V úseku mezi pramenem a Lipnem je orientace toku Vltavy a částečně také spád výrazně kontrolovaný tektonickou situací. V pramenném úseku nad Kvildou je tok orientován k S až k SV, poté se však obrací k JV. Tento přibližný směr zachovává Vltava na velmi dlouhém úseku, až k Vyššímu Brodu. Převládající SZ-JV orientace toku je shodná s orientací tektonicky založené vltavické brázdy (Kopecký, 1983) a většinovou orientací zlomů v šumavském moldanubiku (Mísař et al., 1983). Zlom prochází přímo údolím sice pouze v některých úsecích (Horní Vltavice-Zátoň, Lenora-Želnavá), nicméně obecný směr toku je zřetelně stejný s orientací tektonických diskontinuit. Ve vltavické brázdě se vyskytují také úseky, kde se tok Vltavy orientuje podle zlomů jiného směru. Tyto úseky jsou celkem 3, nejsou příliš dlouhé (max. 5 km) a vždy se jedná o orientaci podle zlomů SSV-JJZ až S-J směru. Nejzajímavější je úsek mezi Černou v Pošumaví a Dolní Vltavicí, kde převládají zlomy SSV-JJZ směru patřící k systému lhenické brázdy (Maheř et al., 1984b). V tomto úseku tvoří tektonická kotlina tvar Z, který sleduje i tok Vltavy (viz Příloha IV., obr. č. 2). U Lipna nad Vltavou dochází k zásadní změně charakteru toku. Krátce po vstupu Vltavy do granitového podloží se údolí značně prohlubuje, zužuje a spád zde roste až k 30 ‰. Je otázkou, zda může pouhá změna litologického složení vyvolat tak výraznou odezvu ve spádu toku. Odolnost granitů vůči erozi zde jistě hraje svou roli, nicméně hlavní příčiny vzniku tohoto mohutného stupně budou zřejmě jiné. Proti hovoří i fakt, že podobný granitový masiv překračuje Vltava již výše proti proudu bez výraznější odezvy ve spádové křivce. Hlavním důvodem pro zvýšení spádu je pravděpodobně dlouhodobý vývoj toku Vltavy, respektive působení zpětné eroze (jak uvádí například i Chábera (1985)). Pod tímto úsekem spád opět klesá (na 5-7 ‰), nicméně stále zůstává výrazně vyšší než v části Vltavy nad Lipnem. Vltava zde znovu protéká horninami jednotvárné skupiny moldanubika, ve kterých tok hloubí až k okraji budějovické pánve. V krátkých úsecích v granitu protéká Vltava podél tektonických zlomů. Spád zůstává v úseku pod Český Krumlov vyrovnaný nebo mírně

klesá. Mezi Vyšším Brodem a Rožmberkem nad Vltavou dochází k velmi výrazné změně směru. SZ-JV orientace, kterou zaujímá posledních 100 km, se náhle mění na směr S-J. Tento směr se stává dominantním pro celý zbytek toku. Tento ostrý ohyb však není spojen s žádnými litologickými ani tektonickými změnami. Příčina jeho vzniku bude tedy pravděpodobně spojena s vývojem Vltavy. V úseku mezi Větřním a Českým Krumlovem je krátký úsek toku orientován podle zlomu (SSZ-JJV směr), spád zde zůstává na průměrných hodnotách. Pod Českým Krumlovem se směr toku obrací více k SV, v úseku nad Boršovem nad Vltavou, kolem 160. kilometru teče Vltava dokonce přímo na V. V celém úseku pod Českým Krumlovem až k okraji budějovické pánve se velmi nepatrně, ale plynule zvedá spád a také hodnoty SL indexu (viz Příloha I., obr. č. 12). Spád dosahuje maximálních hodnot okolo 5 ‰ zhruba na okraji budějovické pánve. V samotné pánvi spád opět klesá na hodnoty nepřesahující 2 ‰ a Vltava zde již zaujímá svůj obvyklý severo-jihní směr. Na horní Vltavě se vyskytují dvě oblasti s vyvinutými volnými meandry. Jde jednak o horní část toku ve vltavické brázdě, kde se díky plochému reliéfu a vhodným kvartérním sedimentům mohly volné meandry vytvořit; a také o budějovickou pánev, kde jsou volné meandry vytvořeny v křídových až kvartérních sedimentech. Na počátku horního toku je tok Vltavy převážně rovný a hodnoty sinuosity se pohybují okolo 1,1. Směrem po proudu ale sinuositá roste a maximálních hodnot dosahuje pod Černou v Pošumaví (1,8). V tomto rostoucím trendu tvoří výjimku úsek mezi Lenorou a Želnavou, kde sinuositá mírně klesá ze 1,4 na 1,35. To je způsobeno pravděpodobně orientací této části toku podle tektonického zlomu (tok je rovnější). Zajímavé ovšem je, že v podobné situaci u Černé nad Vltavou, kdy tok kopíruje zlom, sinuositá neklesá – naopak roste. V tomto případě můžeme rostoucí sinuositu vysvětlit extrémně silnou vrstvou kvartérních sedimentů (Ložek, 1973), která zlom v podložních krystalinických horninách překrývá. O neaktivitě zlomu a zároveň o dlouhodobé existenci toku Vltavy v tomto úseku svědčí velikost meandrů. Jejich vlnová délka je srovnatelná spíše s velikostí meandrů na středním Labi než např. na Lužnici a ukazuje tak dlouhý a nepřerušovaný vývoj toku v daném úseku. Výraznou část horního toku Vltavy tvoří úsek se zakleslými meandry. Jedná se především o úsek mezi Vyšším Brodem a Boršovem nad Vltavou (okrajem budějovické pánve). Na počátku tohoto úseku není sinuositá příliš velká, pohybuje se okolo 1,2. V úseku okolo Větřní ještě mírně klesá, díky zlomové predispozici údolí. V úseku pod Českým Krumlovem však sinuositá narůstá na hodnoty až okolo 1,5. Společně s nárůstem sinuosity zde můžeme pozorovat i změnu obecné orientace toku a nárůst gradientu (viz výše a Příloha II., obr. č. 12 a Příloha IV., obr. č. 6). Poněkud se v tomto úseku liší i logaritmická spádová křivka (viz Příloha III., obr. č. 7. Porovnej s ostatními toky). Pokud by se tyto změny

objevovaly samostatně, mohli bychom je zdůvodnit vlivem litologie nebo zlomové tektoniky. Tato kombinace je však poměrně ojedinělá. Jedním z možných příčin těchto změn na toku Vltavy může být tektonický výzdvih Šumavského podhůří (oblasti Blanského lesa a Polušky) proti budějovické pánvi. Tyto změny však můžeme vykládat i jako subsidenci budějovické pánve či kombinaci obou pohybů. Výzdvih oblasti Šumavského podhůří zmiňuje ve své práci Chábera (1982), který tektonické pohyby dokazuje výskyty visutých údolí v oblasti mezi Vyším Brodem a Českým Krumlovem. Podle Chábery (1982) se Vltava dokáže přizpůsobovat výzdvihu okolního prostředí a díky své erozní činnosti vytváří hluboké kaňonovité údolí. Menší přítoky (Všímarský, Strážský, Rožmitálský potok aj.) však díky menším průtokům nestačí udržovat tempo se zahlubováním Vltavy. Jejich horní toky (na vyzdviženém povrchu) se tedy vyznačují malým spádem, naopak dolní toky (nad ústím do Vltavy) mají spád velmi vysoký a tvoří hluboká údolí. Výzdvih v této oblasti zmiňují i Kopecký a Vyskočil (1969). Ti geodetickým měřením zjistili rychlost výzdvihu 1,1 mm/rok pro Vyší Brod, 0,7 mm/rok pro Rožmberk nad Vltavou a pokles 0,2 mm/rok pro Český Krumlov. Tato měření nejsou v souladu s výsledky této práce. Podle naměřených parametrů (viz výše) by výzdvih měl být vyšší právě v oblasti v okolí Českého Krumlova. V případě této práce tvoří naměřené parametry jen pouhé indicie, nicméně i Kopecký a Vyskočil (1969) připouští, že jejich měření je zatíženo jistou chybou. Oblasti poklesu by tedy mohly být ve skutečnosti oblastmi stagnace nebo dokonce výzdvihu. V každém případě bohužel v této oblasti chybí výzkum, který by problematiku tektonických pohybů vyřešil s pomocí moderních metod.

4.1.2. Střední a dolní tok Vltavy

V tomto úseku směřuje tok Vltavy převážně k severu, i když mírný odklon k západu na úseku procházejících Středočeskou pahorkatinou je jasně zřetelný. Spád je na úseku pod Hlubokou nad Vltavou poměrně vyrovnaný (průměrně okolo 1,9 ‰) a obecně nižší než na toku horním. Řeka zde teče většinou v hlubokém, zaříznutém údolí. Výjimkou jsou krátké úseky okolo soutoku s Otavou, Kamýku nad Vltavou a zejména Štěchovic, kde spád roste až na 4,6 ‰ a také zde dochází k nárůstu sinuosity (viz níže). Na dolním toku je již spád mírný (0,5-0,6 ‰), pod Zbraslaví již řeka protéká mělkým, širokým údolím. Hloubka údolí a spád (až 0,8 ‰) výrazněji roste pouze v úseku okolo Roztok (Balatka a Sládek, 1962).

Geologická pestrost pokračuje i na středním a dolním toku Vltavy. Mezi Hlubokou nad Vltavou a Týnem nad Vltavou stále převládají zejména pararuly jednotvárné jednotky moldanubika (viz výše). Dále po proudu se objevují horniny, které na horním toku nebyly

zastoupeny, zejména granitoidy střečeského plutonického komplexu. Většinou se jedná o tmavé amfiboliticko-biotitické granodiority (červenský, blatenský, kozárovický, technický, slapský typ), v krátkém úseku však řeka protéká i durbachity typu Čertovo břemeno (Mísař et al., 1983). Granitoidy se však nevyskytují po celém středním toku. V několika úsecích řeka protéká horninami tzv. ostrovní zóny (neoproterozoické a spodnopaleozoické reliktové pláště střečeského plutonu silně ovlivněné kontaktní metamorfózou). V okolí Orlíku nad Vltavou mezi ně patří starosedelské ortoruly pravděpodobně devonského stáří, jejichž vznik je spojován s počátečními fázemi vzniku střečeského plutonického komplexu (Janoušek a Gerdes, 2003). U hráze v.n. Orlík protéká Vltava krátkým úsekem proterozoických metavulkanitů různého složení (vyskytují se zde metabazalty, metandezity i metaryolity), tzv. jílovským pásmem (Waldhauserová, 1984). S těmito horninami přichází tok Vltavy do styku ještě jednou a to v poměrně dlouhém úseku přibližně mezi Živohoštěm a hrází v.n. Slapy. Mezi Štěchovicemi a soutokem s Berounkou protéká Vltava proterozoickými horninami štěchovické skupiny, což je sled rytmicky se střídajících jílovitých a prachovitých břidlic, prachovců a drob s občasnými čočkami diamiktitů. Na území Prahy teče Vltava paleozoickými sedimenty pražské pánve, převážně ordovického a částečně silurského a devonského stáří (Chlupáč et al., 2002). V případě silurských a devonských hornin jde jen o krátký úsek v Podolí, kde jsou stěny údolí tvořeny vápenci pražského souvrství (devon) a kopaninského souvrství (silur). Ordovik je v okolí Prahy zastoupen zejména různými břidlicemi, prachovci a drobami letenského a bohdaleckého souvrství, ale přítomny jsou i horniny dalších ordovických souvrství (Chlupáč, 1999). Pod Prahou je opět údolí zaříznuto do proterozoických hornin, tentokrát skupiny kralupsko-zbraslavské. Ta je v těchto místech zastoupena mocnými polohami bílovického souvrství tvořeného převážně tmavými jílovitými břidlicemi, prachovci a drobami; s občasnými vložkami silicitů nebo bazických vulkanitů (Cháb et al., 2008). Okolí ústí Vltavy již leží v sedimentech České křídové pánve, zejména v pískovcích jizerského souvrství a v pískovcích a opukách souvrství bělohorského (Chlupáč et al., 2002). Tyto křídové sedimenty jsou však často překryty několik metrů mocnou vrstvou kvartérních fluvialních a splachových sedimentů (Ložek, 1973).

Tektonika moldanubika byla již popsána v kapitolách o Horní Vltavě a Lužnici. Úsek střední Vltavy, který protéká moldanubickými horninami, není navíc nijak zásadně postižen hojným výskytem křehkých deformací (výjimkou je severní okraj budějovické pánve (viz výše)).

Pokud se nějaké zlomy vyskytují, nejsou příliš dlouhé a na povrchu se morfologicky zásadně neprojevují. Jejich orientace je především SSZ-JJV až S-J (Mahel' et al., 1984b).

Komplikovanější tektonická situace nastává na úseku, kde je údolí Vltavy vytvořeno

v granitoidech středočeského plutonického komplexu. Na rozdíl od horní Vltavy, zde tok protéká přímo středem plutonu a proto je tektonická stavba velmi zásadní pro orientaci toku (Fediuk et al., 1959 in Chábera et al., 1985). Nejvýraznější systém puklin v středočeském plutonickém komplexu má orientaci ZSZ-VJV. Výskyt zlomů ve směru SZ-JV se projevuje zejména jako omezení zbytků pláště plutonického komplexu (Mísař et al. 1983). Zlomy ve směru ZSZ-VJV se sice vyskytují nejčastěji, na orientaci delších úseků řeky však budou mít pravděpodobně větší vliv zlomy ve směru SSZ-JJV až S-J, které se morfologicky projevují výrazněji (Maheľ et al., 1984b).

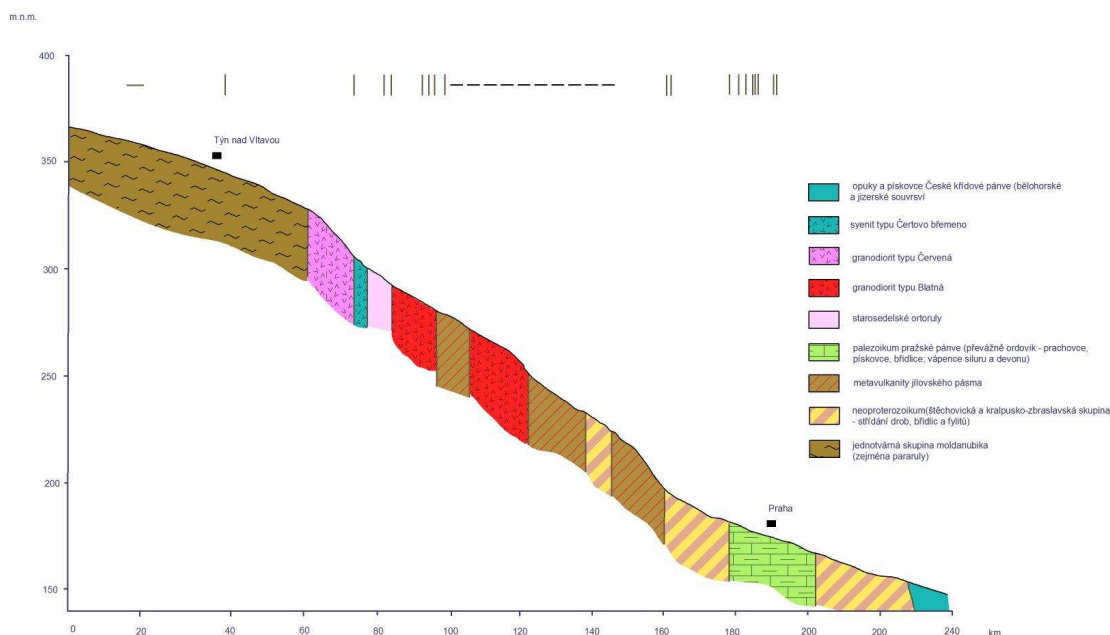
Tektonická stavba barradienského proterozoika (tedy kralupsko-zbraslavské a štěchovické skupiny) je typická zejména tektonickými deformacemi ve směru SV-JZ (Chlupáč et al., 2002). Většinou se jedná o deformace vrásové, nicméně paralelně s nimi probíhají i synsedimetární zlomy (Mísař et al., 1983). Vyskytují se zde pochopitelně i zlomy s jinou orientací (SSZ-JJV až SJ), ovšem směr SV-JZ zůstává v této oblasti výrazně dominantní (Maheľ et al., 1984b). Tektonika barradienského proterozoika je svázána i s paleozoickými horninami pražské pánve, i když se zde samozřejmě vyskytují velké rozdíly (viz geologie Berounky).

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na střední a dolní tok Vltavy

Interpretace vlivu litologie a tektoniky na střední a dolní tok Vltavy není jednoduchá.

V podstatě celý úsek mezi Hlubokou nad Vltavou a Prahou je velmi silně postižen stavbou Vltavské kaskády (a jinou antropogenní činností) a je zde nemožné použít některých metod, vycházejících z měření výškového rozdílu na toku (tj. spád a SL index). Veškeré údaje pro interpretaci spádových poměrů musíme tedy čerpat z literatury a to pouze té, která byla vydána před stavbou přehrad. Měření horizontálních parametrů (orientace a sinuosity) může být provedeno bez ohledu na většinu antropogenního narušení, nicméně bez znalosti spádových poměrů nám tyto výsledky nemohou poskytnout ucelený obraz na vodní tok a jeho případný vývoj. Spádové poměry již byly nastíněny výše ve stručném úvodu k toku střední a dolní Vltavy. Zpočátku je v pararulách moldanubika spád nižší (max. 2 ‰), v granitoidech středočeského plutonického komplexu se však výrazně zvyšuje (až 4 ‰ u Zvíkova a Kamýku nad Vltavou) (Balatka a Sládek, 1962). Metavulkanity jílenského pásma jsou vůči vodní erozi ještě odolnější než granity a proto u Štěchovic, kde Vltava překonává horniny jílenského pásma, roste spád ještě výrazněji (přes 5 ‰). Naopak úseky v proterozoických, paleozoických a mesozoických sedimentech (čili dolní tok Vltavy) se vyznačují nižším spádem (max 1 ‰) (Balatka a Sládek, 1962). Odolnější proterozoikum u Roztok má za následek drobný nárůst

spádu ve srovnání s předchozím (v spodnopaleozoických horninách) a následujícím úsekem (v křídových horninách) toku. Vliv zlomové tektoniky na spádové poměry nelze v tomto případě objektivně posoudit. Nicméně lze předpokládat, že v odolných horninách středočeského plutonického komplexu a jílovského pásma budou hrát zlomy výraznou roli. Posouzení vlivu zlomů na orientaci toku je poněkud jednodušší. V části tvořené moldanubikem se u Jelnědny poblíž vltavského údolí vyskytuje zlomový systém patřící k menším spodnokenozoickým pánvím (Chábera et al., 1985), který má stejně jako tok Vltavy v tomto úseku orientaci SSZ-JJV. Přímé ovlivnění toku zlomy ale není prokazatelné. Na okraji středočeského plutonického komplexu se tok Vltavy dostává do kontaktu s mnoha zlomy, žádný z nich však nemá stejný směr jako údolí. Naopak v úseku mezi Korcem a Těchnicí prokázal již Fediuk et al. (1959 in Chábera et al., 1985), že údolí Vltavy je přímo predisponováno tektonickou axiální depresí, vzniklou již v době intruze plutonu. Podle Chábery et al. (1985) jsou tektonicky kontrolovány i mnohé meandry v oblasti středočeského plutonického komplexu. Zlomové porušení se objevuje ještě velmi často v krystalinických a proterozoických sedimentárních horninách na celém úseku Vltavy nad Prahou. Na žádném místě však již nemůžeme prokázat přímý vliv zlomové tektoniky na orientaci toku. Obdobná situace panuje i v paleozoických a křídových horninách na dolním toku. Zajímavá je i otázka obecné orientace Vltavy. Její tok směřuje obecně v jiho-severním směru, úsek ve středočeském plutonickém komplexu je však zřetelně vychýlen k západu. Chábera et al. (1985) považuje toto „vyklenutí toku“ za důkaz tektonického výzdvihu Středočeské pahorkatiny. Při neexistenci dostatečného množství říčních teras a chybějících jiných možnostech datování je však velmi obtížné tuto hypotézu prokázat. Volné meandry existují na střední a dolní Vltavě pouze v samém závěru toku v české křídové pánvi. Na naprosté většině toku se vyskytují meandry zakleslé. V počátečním úseku v moldanubických horninách je sinuositá nízká – 1,2 a dokonce mírně klesá. Tento pokles částečně koinciduje se zlomy u Jelnědny (viz výše). Poté však začíná sinuositá narůstat a roste až k hodnotám okolo 2 v okolí Slap. Výjimku tvoří úsek mezi hradem Orlík a hrází vodní nádrže, kde sinuositá klesá (opět rovnější úsek díky zlomové tektonice – viz výše). Za Slapy již sinuositá pozvolna klesá a před Prahou se blíží 1 (viz. Příloha II., obr. č. 13). Zdůvodnění nárůstu sinuosity ve střední části toku není jednoznačné. Meandry jsou zde vázány na zlomovou tektoniku a ta jistě hraje významnou roli. Prapůvodní vznik meandrů bychom ale mohli spojovat i s tektonickým výzdvihem oblasti, pokud bychom akceptovali Cháberovu et al. (1985) hypotézu. Tato teorie je opět obtížně prokazatelná, nicméně dobře by se doplňovala s „vyklenutím“ Vltavy k západu (viz výše).



Obr. č.7. : Podélný profil toku střední a dolní Vltavy + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje. Přerušovaná úsečka znázorňuje úsek s rychlým střídáním tektonických zlomů různé orientace (upraveno podle Záruby et al., 1977 in Tyráček et al., 2004)

4.1.3. Lužnice

Řeka Lužnice pramení na rakouském území v Novohradských horách pod horou Aichelberg. Pramen leží ve výšce 900 m n.m., ústí Lužnice do Vltavy u Týna nad Vltavou leží ve výšce 348 m n.m. Řeka je dlouhá 208 km a její povodí se rozkládá na ploše 4228 km² (Kestřánek a Vlček, 1984).

Tok řeky Lužnice se skládá ze tří, poměrně odlišných částí. Nejhornější část toku, převážně ještě na rakouském území, má vysoký průměrný spád (od 40 ‰ v pramenné oblasti, po 6 ‰) a směřuje k S nebo SV. V okolí Gmündu dochází ke změně charakteru toku. Lužnice zde vstupuje do Třeboňské pánve, protéká zde velmi mělkým a velmi širokým údolím a průměrný spád toku poklesává až na 0,5 ‰. Řeka se zde obrací k severu a sinuosity toku se výrazně zvyšuje (viz níže). U Plané nad Lužnicí opět dochází k výrazné změně, řeka Třeboňskou pánev opouští, spád se mírně zvyšuje a také dochází k poklesu sinuosity a k zúžení údolí. Poměrně výrazně se průměrný spád zvyšuje pod Tábořem (na 1,8 ‰), kde se řeka náhle obrací JZ směrem. Údolí je zde také výrazně užší a hlubší než na úseku Planá-Tábor (Balatka a Sládek, 1962).

Podél toku řeky Lužnice se vyskytují zejména tři skupiny hornin. Na horním toku v Novohradských horách řeka protéká granity a granodiority moldanubického plutonu. Jedná se zejména o granit typu Weinsberg, který se vyskytuje v okolí pramene Lužnice. Dále po

proudu vystupuje typ Freistad a v okolí města Weitra se v podloží objevuje granit typu Číměř (Geologische Bundesanstalt, 2012). V Třeboňské pánvi, tj. ve střední části toku Lužnice je podloží tvořeno sv. křídovými a terciárními sedimenty (viz Vltava a geologie českobudějovické pánve). V úseku mezi Planou nad Lužnicí a Tábořem řeka protéká horninami jednotvárné jednotky moldanubika, jedná se zejména o pararuly (viz Vltava a geologie moldanubika). V hlubokém údolí pod Tábořem se nachází krátký úsek, kde řeka proráží tzv. tábořský syenit, který patří ke granitoidům středočeského plutonu (Chábera et al., 1985). V další části toku až k ústí do Vltavy protéká Lužnice převážně pararulami jednotvárné jednotky moldanubika, ale vyskytují se zde také ortoruly. Těsně před ústím Lužnice do Vltavy se vyskytují horniny pestré série moldanubika a střídají se zde pararuly s polohami kvarcitů a migmatitů (Mísař et al., 1983).

Tektonika moldanubika již byla naznačena v kapitole o geologii Horní Vltavy. Lužnice nicméně protéká moldanubickými horninami až v české části moldanubika, která se od šumavské části poněkud liší. Foliace hornin zde má podobnou orientaci jako na Vltavě (v úseku nad budějovickou pánví), směry křehkých tektonických porušení jsou odlišné (Mísař et al., 1983). Převládá zde hlavně orientace zlomů paralelních s blanickou brázdou (S-J až SSV-JJZ) a také s jáchmovským hlubinným zlomem (SSZ-JJV). V tomto směru jsou mj. vyvinuty zlomy, které ohraničují budějovickou a částečně třeboňskou pánev (Mahel' et al., 1984b). Část moldanubického plutonu v Novohradských horách, kde pramení Lužnice a Malše je silněji porušeno mladší zlomovou tektonikou než jeho šumavská a vysočinská část (Mísař et al., 1983). Hlavní směr zlomů je SSV-JJZ, případně až S-J. Často se také vyskytuje orientace zlomů kolmá na hlavní směr, tyto zlomy jsou však kratší a obvykle nemají vliv na morfologii terénu (Mahel' et al., 1984b). V rakouské části Novohradských hor se poměrně překvapivě objevuje – kromě i zde převládajícího směru SSV-JJZ – také V-Z směr zlomů (Geologische Bundesanstalt, 2012).

Třeboňská pánev je z tektonického a historicky-geologického hlediska úzce spojená s budějovickou pánví. Třeboňský pánev je také tektonickým příkopem, delší osou orientovaným ve směru SSZ-JJV. Zlomy tuto pánev ohraničují na obou delších okrajích. V jižní části pánve je výraznější omezení na západní straně, v severní části pánve se naopak výrazněji projevují zlomy na straně východní (Mahel' et al., 1984b). Vyskytuje se zde soustava zlomů paralelních s hlavním stropnickým zlomem. Východní okraj většinou není tak výrazný a je tvořen bezejmenným zlomem. V celé pánvi se vyskytují jak zlomy s převažujícím SSZ-JJV směrem, tak zlomy příčné (Mísař et al., 1983). Mezi Veselím nad Lužnicí a Soběslaví se vyskytuje nevelký, tektonicky omezený výběžek pánve, tzv.

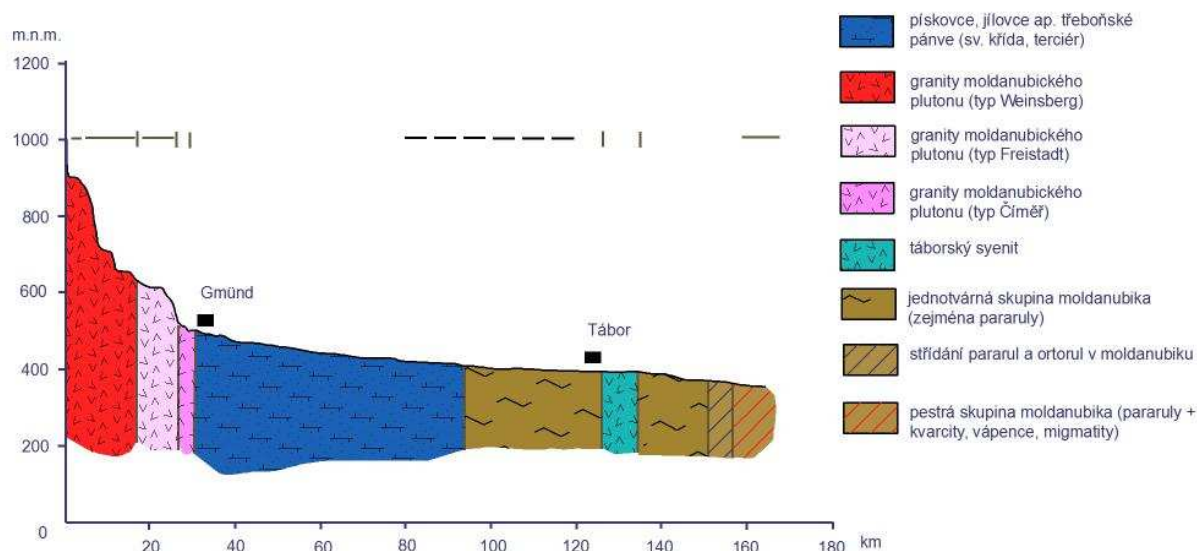
soběslavský prolom (Chábera et al., 1985) který je však na rozdíl od větší části třeboňské pánve ohraničen zlomy ve směru blanické brázdy, tj. S-J až SSV-JJZ (Mahel' et al., 1984b).

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Lužnice

Horní tok řeky Lužnice má v porovnání s ostatními toky velmi nevyrovnanou spádovou křivku. Zpočátku dosahuje tok vysokého spádu (desítky ‰), nicméně již na prvních několika kilometrech dochází několikrát k anomálnímu snížení spádu. První takový úsek se vyskytuje mezi 7. a 10. kilometrem a spád zde dosahuje 20-30 ‰. To jsou samozřejmě velmi vysoké hodnoty, ale v porovnání s okolními úseky na Lužnici jsou značně nižší. Snížení spádu v tomto úseku je spojeno s prudkou změnou směru toku ze S-J na V-Z. Údolní úsek před výrazným ohybem, i úsek po něm jsou nápadně rovné a proto je velice pravděpodobná tektonická predispozice těchto údolí. Podloží je zde tvořeno odolným weinsberským granitem. Tok Lužnice kopírující tektonické diskontinuity by byl tedy v souladu s teorií, kdy se vodní toky v odolných horninách orientují podle zlomů (Gerrard, 1988). Na 10. Km se nachází další stupeň ve spádové křivce. Tento knickpoint je velice krátký (1 km) o to je však vyšší hodnota spádu na něm (40 ‰). Interpretovat tento stupeň není jednoduché. Nachází se stále v rovném údolí bez výrazných litologických nebo hydrologických změn, tyto vlivy tedy můžeme vyloučit. Tektonická situace v tomto místě je nejasná, podle geologických a tektonických map se zde nevyskytuje žádný zlom. Geomorfologická situace by však existenci takového zlomu mohla naznačovat. Do hlavního údolí zde z J i S (tedy z převládajících směrů zlomů v této oblasti) ústí dvě výrazná boční údolí ve stejném místě. Pokud tedy připustíme existenci zlomu, který by Lužnice překonávala právě v místě stupně ve spádové křivce, můžeme vznik tohoto knickpointu zdůvodnit tektonickou aktivitou, respektive výzdvihem pramenné oblasti Lužnice. Po tomto stupni opět následuje úsek, kde je spád poněkud mírnější (menší než 10 ‰). Orientace toku je zde zpočátku V-Z, poté se prudce mění na SSZ-JJV (viz Příloha IV, obr. č. 3). Oba tyto směry jsou shodné s orientací zlomů. Před 20. Km přichází opět nárůst spádu (17 ‰) a to v místě, kde se tok Lužnice odchyluje od zlomových struktur a směřuje na V směrem do třeboňské pánve. Vzhledem ke stále uniformnímu litologickému podloží můžeme i tento stupeň interpretovat jako vliv tektoniky. I v tomto případě by mohl být knickpoint důkazem o větší míře výzdvihu jádra Novohradských hor oproti jejich podhůří. Následující úsek s malým spádem je velice krátký a po několika kilometrech přichází největší stupeň ve spádové křivce na řece Lužnici. V okolí městečka Weitra vytváří Lužnice několik kilometrů dlouhé, úzké a hluboké údolí. Spád v tomto úseku narůstá až na 35 ‰. Podloží je zde stále tvořeno granity, v tomto úseku jde o granit typu Freistadt. Vzhledem k tomu, že ani

mezi jednotlivými typy granitů neexistují zásadní rozdíly v odolnosti, je třeba hledat příčiny vzniku knickpointu v tektonických procesech. Jako velmi pravděpodobné vysvětlení se nabízí vznik stupně díky tektonickým pohybům (výzdvihům) v Novohradských horách nebo díky subsidenci třeboňské pánve. U dolního konce spádového stupně se již vyskytují zlomy ohraničující okraj třeboňské pánve a právě podél těchto zlomů mohlo dojít k pohybům. Zahloubené údolí v okolí Weitry je pravděpodobně výsledkem zpětné eroze Lužnice. Pod tímto úsekem již Lužnice vtéká do třeboňské pánve, kde je její spád značně nižší (max. 2 ‰) a postupně se snižuje. Křídové, terciérní ale také kvartérní (v tomto případě zejména fluviální) sedimenty nekladou vodnímu toku výrazné překážky a proto zde nejsou vyvinuty výrazné spádové rozdíly ani prudké změny orientace toku. U Gmündu se řeka prudce obrací ze směru V-Z více k severu, ale tato změna není spojena s žádnou změnou ve spádu. Lužnice třeboňskou pánví protéká spíše u jejího východního okraje, drží směr zhruba SSZ-JJZ a zejména v severní části mají vliv na směr toku zlomy ohraničující okraj pánve. Mezi Veselím nad Lužnicí a Planou nad Lužnicí protéká Lužnice širokým mělkým údolím, které vybíhá z třeboňské pánve do krystalinických hornin moldanubika. Toto údolí (neboli soběslavský prolom) je ohraničeno zlomy ve směru SSV-JJZ, které navazují na zlomový systém blanické brázdy (Chábera et al., 1985). Díky tomuto prolomu není na spádové křivce ani orientaci toku znát litologické rozhraní mezi horninami třeboňské pánve a krystalinkem. Za Planou nad Lužnicí řeka opouští tyto zlomové struktury, údolí se postupně více zhlubuje a zužuje. V Táboře také dochází k výrazné změně orientace (z toku směrem na sever se Lužnice stáčí k západu a nakonec až k jihozápadu) a také zde začíná výrazněji narůstat spád. Příčina tohoto náhlého obratu není jasná. Nedochází zde k žádným výrazným změnám podmínek. Někteří autoři přisuzují tento obrat zvýšenému tektonickému výzdvihu Středočeské pahorkatiny a postupné vytvoření elevace, které se tok Lužnice vyhýbá (Chábera et al., 1985). Další teorie předpokládá existenci paleotoku Lužnice v obráceném směru (tj. od severu k jihu), který byl načepován menším tokem a tok Lužnice tak byl obrácen k severu a k Vltavě (Balatka a Sládek, 1962). Je pravda, že Lužnice vykazuje jistě znaky „barbed drainage“ (Ollier a Pain, 2000). Směry přítoků Lužnice – Garnsbachu, Bechyňského potoka řady dalších drobných toků – jsou obráceny spíše k jihu. Nežárka a Dračice tekly dříve prokazatelně k jihu, ale svůj tok obrátily k severu (Jonáš, 1926 in Balatka a Sládek, 1962). Obrat směru toku Lužnice tedy není vyloučen (viz Příloha IV., obr. č. 4. – Srovnej s obr. č. 5. V každém případě se v tomto místě zásadně mění charakter toku. Spád zde narůstá a až k ústí do Vltavy se pohybuje okolo 5 ‰. Tento úsek je také jediný na celém toku Lužnice, kde se vyskytují zakleslé meandry. Objevují se již nad Tábořem a sinuosita toku roste směrem po proudu na hodnoty okolo 1,2.

Na velké části toku se vyskytují meandry volné a to zejména v třeboňské pánvi. Nad třeboňskou pánví a jejím začátku dosahuje sinuosita hodnot kolem 1,2. Poté velice rychle roste, maxima dosahuje v úseku nad Třeboní a to 2,2. Poté opět klesá na hodnoty 1,2 u Veselí nad Lužnicí, kde řeka opouští třeboňskou pánev. Nižší hodnoty sinuosity v severní části třeboňské pánve mohou být způsobeny větší vazbou vodního toku na okraj pánve, respektive zlomové struktury na jejím okraji. V soběslavském prolomu již sinuosita výrazně nekolísá a pohybuje se okolo 1,2 (viz Příloha II., obr. č. 11).



Obr. č.8: Podélný profil toku Lužnice + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje. Přerušovaná úsečka znázorňuje úsek s rychlým střídáním zlomů různé orientace.

4.1.4. Malše

Řeka Malše pramení na rakouském území pod horou Viehberg ve výšce 900 m n.m. Její ústí do Vltavy v Českých Budějovicích leží v nadmořské výšce 383 m n.m. Délka toku je 101 km a rozloha povodí činí 971 km² (Kestřánek a Vlček, 1984).

Na horním toku řeky Malše, ležícím převážně na rakouském území, má tok vysoký spád – až 8 ‰. Mezi Cetvinami a Rychnovem nad Malší protéká řeka mělkým širokým údolím s pozoruhodně malým spádem (1,8 ‰), což je pro horní tok řeky velmi netypické (Horník et al., 1982). Dále po proudu se spád opět zvyšuje, až na 5,7 ‰ nad Kaplicí a 3,8 ‰ v úseku pod Kaplicí. V celém tomto úseku (Rychnov-Plav) teče řeka v hlubokém a úzkém údolí. Po

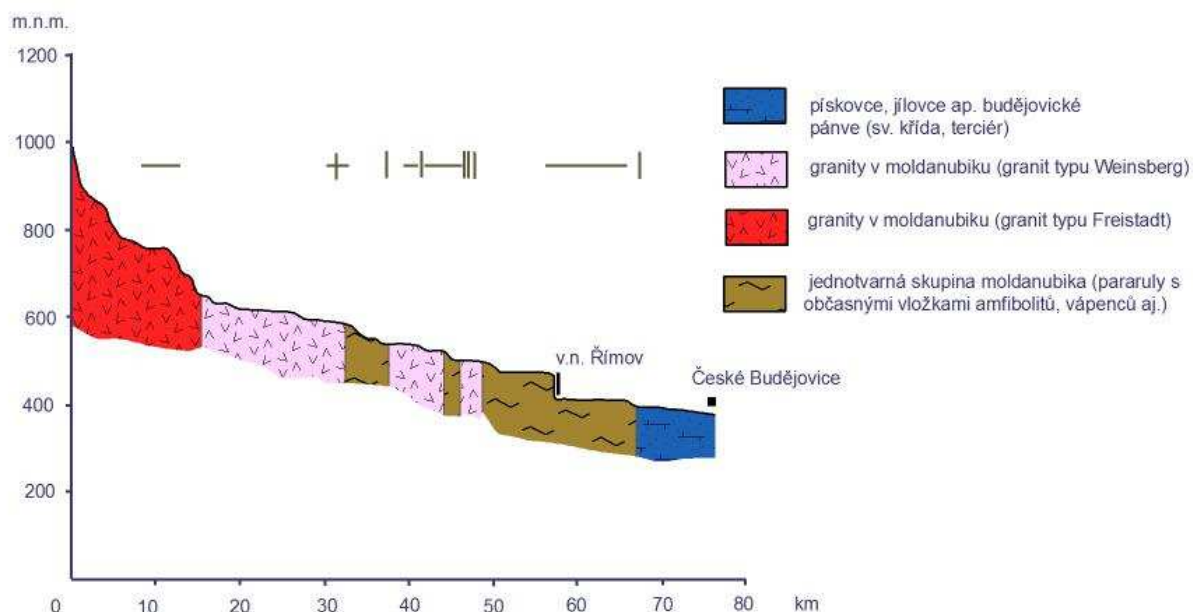
vstupu do českobudějovické pánve protéká řeka mělkým, širokým údolím (podobným jako Vltava několik kilometrů západně) a má nízký spád – 1,8‰ (Balatka a Sládek, 1962). Geologická stavba podél toku Malše je podobná situaci podél Vltavy a Lužnice. Pramenná oblast se nachází v granitech moldanubického plutonu, na rakouském území se jedná se o granit typu Freistadt, dále po proudu pak granit typu Weinsberg (Geologische Bundesanstalt, 2012). V okolí Rychnova nad Malší vstupuje řeka do metamorfovaných hornin jednotvárné jednotky moldanubika, jedná se převážně o pararuly (viz Vltava a geologie moldanubika). Mezi Rychnovem a Římovem teče Malše v blízkosti kontaktu mezi jednotvárnou jednotkou a moldanubickým plutonem a několikrát zde dochází ke střídání úseků v metamorfitech a plutonech. Plutonické horniny jsou zde opět zastoupeny granity typu Weinsberg (Mísař et al., 1983). U obce Plav řeka vstupuje do českobudějovické pánve, kde protéká sv. křídovými a terciárními sedimenty (viz Vltava a geologie českobudějovické pánve). V českobudějovické pánvi jsou také zastoupeny poměrně mocné kvartérní fluvialní a splashové sedimenty (Chlupáč et al., 2002). Dlouhodobým střídáním erozních a agradačních fází Vltavy a Malše zde byl během kvartéru vytvořen výrazný systém říčních teras (Homolová et al., 2012). Tektonická situace v části moldanubika, v granitech moldanubického plutonu a budějovické pánvi je již popsána výše v kapitolách o Lužnici a Horní Vltavě. Podél toku řeky Malše se nicméně vyskytuje celá řada menších zlomů a tektonických porušení, které mají většinou převažující orientaci zlomů v moldanubiku, tj. SZ-JV a S-J (Maheř et al., 1984b).

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Malše

Spádová křivka Malše není obecně příliš vyrovnaná. Velké změny ve spádu se objevují již na horním toku řeky, kde je podloží tvořeno freistadským granitem. Počátek toku má velmi vysoký spád (desítky ‰), typický pro pramenné oblasti řek a litologické podloží zde nehraje zásadní roli. Je tedy proto zajímavé, že na prvních 15 kilometrech toku dochází několikrát po sobě ke snížení a opětovnému zvýšení spádu přesto, že se zde nevyskytují žádná litologická rozhraní. První pokles spádu se nachází již na 3. km toku, kdy Malše protéká nápadně rovným údolím SSZ-JJV orientace (viz Příloha IV., obr. č. 3). Podle dostupných geologických a tektonických map toto údolí nesleduje žádný zlom, nicméně vzhledem ke stejné orientaci zlomů v této oblasti je tektonická predispozice tohoto údolí velmi pravděpodobná. Pozoruhodné je, že spád začíná narůstat již v tomto rovném úseku a to až na 40 ‰. Charakter údolí přitom zůstává nezměněn, nedochází zde ke změně litologické, tektonické nebo hydrologické situace. Vyloučen však není vliv dlouhodobých tektonických pohybů v oblasti. Je také možné, že došlo k migraci knickpointu proti proudu. Díky nízké erozní síle toku a

vysoké odolnosti podložních hornin však tato možnost není příliš pravděpodobná. Zhruba na 10. km toku se spád opět mírně snižuje na hodnoty okolo 10 ‰, v lokálních minimech i menších než 10 ‰. Toto snížení spádu je již spojeno se změnou směru toku, který je v tomto úseku orientován SV-JZ. Také tato část toku prochází nápadně rovným údolím. Přímou ve zmiňovaném údolí se opět nenachází žádná tektonická porucha, nicméně shodně orientovaný zlom probíhá paralelně s údolím ve vzdálenosti asi 1 km. Vznik rovného úseku tedy opět můžeme zdůvodnit vazbou na tektonickou stavbu území. Směr údolí nemusel být nutně určen směrem zlomu, tok se mohl přizpůsobit překážce, kterou tvoří výrazný, pravděpodobně tektonicky vyzdvižený hřbet situovaný mezi údolí Malše a výše zmíněný zlom. Na 13. kilometru dochází opět ke zvýšení spádu (až k 40 ‰). I v tomto případě se tak děje stále ještě v rovném úseku údolí SZ-JV orientace. K výrazné změně směru dochází až zhruba o 2 km dále po proudu. Místo kde tok řeky Malše mění orientaci ze SV-JZ na SZ-JV se nachází až ve spodní části úseku se zvýšeným spádem. Litologická situace je zde stále stejná jako výše po proudu a podloží je tvořeno granity typu Freistadt. Stupeň na spádové křivce se sice nachází v místech, kde tok překračuje tektonický zlom, nicméně úsek s vyšším spádem je v tomto případě poměrně dlouhý (4-5 km) a nevypadá jako typický, zlomovou tektonikou podmíněný knickpoint. V tomto případě také mohlo dojít k migraci knickpointu proti proudu vodního toku, ale stejně jako u stupně na 3. km není tato teorie pravděpodobná. Nezvykle vysoké hodnoty SL indexu (viz Příloha I., obr. č. 10) v tomto místě by mohly naznačovat vliv dlouhodobého tektonického výzdvihu oblastí. Respektive o různé intenzitě, případně rychlosti, výzdvihu oblastí s vyšším a nižším spádem. Od 15. kilometru protéká Malše územím, jehož podloží je tvořeno weinsberským typem granitu. Výrazně odlišná je také geomorfologická situace. Řeka zde protéká tektonicky založenou kotlinou, ohraničenou na S a V zlomy. Reliéf je zde - v porovnání s okolními vrchovinnými oblastmi – netypicky plochý a v údolí řeky dochází k významné akumulaci fluviálních sedimentů. Spád je zde v porovnání s okolními úseky velmi mírný, dosahuje maximálně 10 ‰, ale většinou se pohybuje spíše okolo 5 ‰. Reliéf v okolí řeky vykazuje typické znaky zralého zarovnaného povrchu (Demek, 1988) – z plochého reliéfu vystupují jen občasné zaoblené elevace tvořené podložním granitem. Tuto kotlinu můžeme považovat za relikv původního paleogenního paleopovrchu. Drobné vyvýšeniny jsou v tomto úseku také jediným místem, kde má na orientaci toku vliv litologická stavba. U Dolního Dvořiště tvoří nevysoká elevace výraznou překážku vodnímu toku, který jí výrazným obloukem obtéká ze západní strany. Pod Rychnovem nad Malší, tj. zhruba po 30. kilometru, dochází opět ke zvyšování spádu. Malše zde začíná tvořit výrazné, hluboké údolí, které se velmi podobá údolí sousední Vltavy. Podloží je zde tvořeno převážně

moldanubickými pararulami, proto je poměrně zajímavé, že se úsek s vyšším spádem (13 ‰) váže právě na tyto méně odolné horniny. Okolní horninové prostředí je však velmi postiženo zlomovou tektonikou. Celý úsek toku mezi Rychnovem nad Malší a okrajem budějovické pánve se nachází poblíž skupiny zlomů, která ohraničuje kaplickou brázdu. Systém těchto zlomů má orientaci SSV-JJZ a navazuje na výrazný rudolfovský zlom (na V okraji budějovické pánve) i na systém zlomů blanické brázdy. Z toho můžeme usuzovat, že celý zlomový systém je značného stáří a pravděpodobně došlo k obnovení tektonické činnosti podél zlomů několikrát v geologické historii. Jednotlivé zlomy se sice s tokem Malše překrývají a kříží jen občas, můžeme však předpokládat, že hornina v jejich okolí je silně tektonicky narušena. Vytvoření stupňů na spádové křivce v pararulách bychom mohli zdůvodnit drobnými tektonickými pohyby na zlomech, které Malše překonává. V některých případech se umístění knickpointů neshoduje přímo s křížením vodního toku a zlomu, mohlo však dojít k mírné migraci stupně proti proudu. Tento posun knickpointu je v méně odolných pararulách jistě představitelnější, než v granitovém podloží. V okolí Kaplice teče Malše po rozhraní mezi granity a pararulami, oba horninové celky se v podloží často střídají. Okolí je stále silně tektonicky porušeno. Spád v tomto úseku zůstává poměrně konstantní a dosahuje průměrných hodnot okolo 5 ‰, maximálně 10 ‰. Zajímavý úsek se nachází přibližně na 45. km v okolí Chlumu u Besednic. Malše se zde snaží „obejít“ menší granitový masiv a prudce stáčí svůj tok směrem k Z. Zhruba po kilometru se tok řeky obrací opět do převládajícího S-J směru. Ve zmiňovaném úseku se také zvyšuje spád a to až na 12 ‰. V krátkém Z-V úseku překračuje tok Malše úzkou polohu granitů a také několik zlomů. Jak změnu orientace, tak změnu spádu můžeme v tomto případě zdůvodnit kombinací litologických a tektonických vlivů. Zbytek toku v krystalinických horninách se již nevyznačuje ostrými změnami gradientu a spád plynule klesá. Výrazná část tohoto úseku je bohužel překryta vodami v.n. Římov, jejíž hráz ovlivňuje průměrné hodnoty spádu a SL indexu. Poslední výrazný stupeň (9 ‰) ve spádové křivce na toku Malše se vyskytuje na okraji budějovické pánve. Řeka zde překračuje rudolfovský zlom, který tvoří výrazný tektonický svah na okraji budějovické pánve a pravděpodobně na něm docházelo k pohybům i v subrecentní době (Kopecký, 1972). Na velké části toku Malše jsou vytvořeny zakleslé meandry. Jejich sinuosita roste směrem po proudu, ačkoli rozdíl nejsou příliš velké. Na začátku úseku zakleslých meandrů (Rychnov) dosahuje 1,3. V závěru (Doudleby, Plav) dosahuje 1,5. Volné meandry jsou zastoupeny na horním a naopak dolním toku řeky. Shodou okolností dosahuje sinuosita na obou těchto úsecích hodnot okolo 1,4, nicméně tyto úseky nelze mezi sebou porovnávat kvůli značné odlišnosti geologické, geomorfologické i hydrologické situace (viz Příloha II., obr. č. 10).

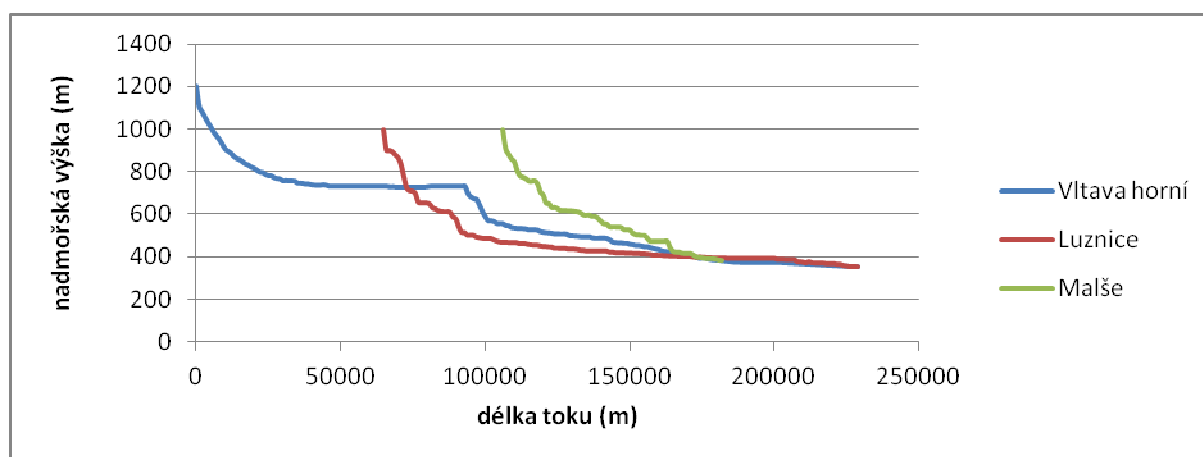


Obr. č.9: Podélný profil toku Malše + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje.

4.1.5. Závěr o Vltavě, Lužnici a Malši

Pokud porovnáme spádové křivky Horní Vltavy, Lužnice a Malše, najdeme mnoho rozdílů. Horní Vltava má spádovou křivku na horní části svého toku výjimečně vyrovnanou a ideálně hyperbolicky tvarovanou. Svým profilem se podobá např. zdrojnicím Berounky a svědčí buď o dlouhotrvající existenci řeky, nebo o absenci tektonických pohybů a jiných možných narušení spádové křivky. Naproti tomu spádové křivky Malše a Lužnice jsou ve svých horních částech velmi nevyrovnané a vyskytuje se na nich mnoho stupňů. Je velmi zajímavé, že spádové poměry na prvních kilometrech Malše a Lužnice jsou téměř identické. To je dáno pravděpodobně tím, že řeky pramení nedaleko od sebe a tudíž podél jejich toků panují podobné litologické a tektonické podmínky. Nepříliš odlišná litologická a tektonická situace však panuje i podél horního toku Vltavy. Je tedy pravděpodobné, že pramenné oblasti Vltavy a Lužnice/Malše prodělaly rozdílný tektonický vývoj. Z nevyrovnanosti spádových křivek Lužnice a Malše (ve srovnání s Vltavou) můžeme usuzovat, že tektonické pohyby (zdvihy nebo poklesy), které se zde pravděpodobně udály, působily intenzivněji a/nebo v nedávné minulosti. Tuto hypotézu bohužel můžeme jen těžko prokázat, ovšem řada sekundárních znaků na tocích řek (viz výše) by pro ni mohla hovořit. Na základě této hypotézy můžeme prohlásit, že horní část Vltavy (nad Lipnem) je starší než horní toky Malše a Lužnice. To je ostatně i v souladu s některými publikovanými teoriemi (Malkovský, 1975; Chábera, 1982; Tyráček a Zeman, 1984 in Tyráček a Havlíček, 2009). Někteří autoři (Čech, 1955 in Balatka a

Sládek, 1962) srovnávají stáří horní Malše se stářím horní Vltavy díky zajímavé oblasti paleoreliéfu u Rychnova nad Malší. Pro tyto teorie však neexistují přesvědčivé sedimentární důkazy (říční terasy). Spádové křivky Lužnice a Malše se naopak částečně podobají úseku Vltavy pod Lipnem. To je opět v souladu s publikovanými pracemi (Chábera, 1982; Dědina, 1937 in Balatka a Sládek, 1962; Kinzel 1930 in Balatka a Sládek, 1962). Ty tvrdí, že původní paleotok Vltavy (tekoucí k JV) byl načepován mladším tokem a odveden severním směrem k budějovické pánvi. Tyto hypotézy by byly v souladu jak s méně vyrovnanou spádovou křivkou, tak s náhlým ohybem Vltavy pod Vyším Brodem. Vysvětlovaly by i vznik úseku s abnormálně vysokým spádem (Lipno-Vyšší Brod), který mohl být vytvořen zpětnou erozí vzniklou při načepování horní Vltavy (Balatka a Sládek, 1962). Sinuositu volných meandrů se dá mezi jednotlivými toky porovnávat jen omezeně díky odlišným hydrologickým podmínkám. Více než hodnoty sinuosity mohou o vývoji toků prozradit vlnové délky meandrů. Až 2x větší vlnová délka meandrů na Vltavě u Nové Pece než na Lužnici u Gmündu (při stejném průtoku, šířce koryta apod.) by mohla znamenat větší stáří horní Vltavy než Lužnice. To by jen doplňovalo výše zmíněné hypotézy. Také porovnávání zakleslých meandrů není zcela ideální. Na všech třech řekách jsou tyto meandry zastoupeny, nicméně se liší litologická a tektonická situace v jejich okolí. Co však mají všechny tyto úseky společné je, že se zvýšením sinuosity zakleslých meandrů se zvyšuje i spád toku. To může být způsobeno čistě litologickými důvody, tyto změny by se však daly interpretovat jako důkaz tektonických pohybů (výzdvihu). Vhodnější je však v tomto případě posuzovat jednotlivé řeky odděleně.



Obr. č. 10 : Srovnání podélných profilů Vltavy, Lužnice a Malše.

Litologické i tektonické podmínky podél zmíněných toků jsou velmi podobné. Přesto řeky na tyto podmínky reagují velmi odlišně. Obecně však v odolných krystalinických horninách převládá vliv křehké tektoniky na orientaci i spád vodního toku. Litologická stavba má oproti očekávání nižší vliv. Dokonce i v sedimentech budějovické a třeboňské pánve se toky orientují spíše podle tektonických, než podle litologických podmínek.

Střední a dolní Vltava se svým charakterem liší od svých „zdrojnic“ a proto s nimi nemůže být porovnávána. Velkou roli zde také hraje antropogenní vliv. Charakter toku je obecně ve své střední části ovlivňován tektonickými faktory nebo spíše kombinací litologické a tektonické stavby. Na dolním toku již převládá vliv litologie.

4.2. Berounka a zdrojnice

4.2.1. Mže

Mže pramení v nadmořské výšce 800 m n.m. v severní části Českého lesa na bavorském území u obce Asch. Délka toku činí 107 km, rozloha povodí 1883 km². Soutok s Radbuzou v Plzni leží ve výšce 299 m n.m (Kestřánek a Vlček, 1984). Na horním toku, přibližně po Tachov, protéká řeka nehlubokým údolím, s průměrným spádem 13,5 ‰. Poté Mže teče plochým pokleslým reliéfem Tachovské kotliny, kde průměrný spád klesá až na 1,4 ‰ a údolí je zde znatelně širší a mělčí. Poblíž ústí říčky Tiché proráží Mže antecedentně zlomový svah, který ohraničuje vyšší reliéf Tepelské vrchoviny. Na počátku průtoku tímto územím roste průměrný spád až k 9,8 ‰, ale postupně se opět snižuje na zhruba 2 ‰ v okolí Stříbra. V celém tomto úseku protéká řeka úzkým a hlubokým údolím. Těsně před vstupem řeky do Plzeňské pánve (nad Touškovem) se průměrný spád snižuje, až na 0,9 ‰, v Plzeňské pánvi opět mírně roste, zhruba na 1,4 ‰. U Touškova se také mění tvar údolí z úzkého a hlubokého na mělké a široké, které je vytvořeno v celém úseku v Plzeňské pánvi až k soutoku s řekou Radbuzou (Balatka a Sládek, 1962).

Pramenná oblast Mže leží v horninách moldanubika Českého lesa. Jde převážně o migmatitické cordieritické pararuly (s mikroklinem a sillimanitem), sillimaniticko-biotitické a biotitické pararuly (Cháb et al., 2008). Moldanubikum Českého lesa je relativně chudé na pestré vložky. Výjimečné jsou vložky erlanů a kvarcitů, naprosto ojedinělý je krystalický vápenec (Mísař et al., 1983). Naopak poměrně často se vyskytují amfibolity. V úseku za Tachovem protéká Mže v granitech borského masivu. Poté opět následuje velice krátký úsek v moldanubických horninách, většinu dalšího toku Mže se však nachází v proterozoických horninách kralupsko-zbraslavské skupiny (viz geologii Vltavy a Berounky). Za zmínku stojí jistě úsek v okolí Svojšína, kde na rozdíl od zbytku úseku v proterozoických horninách dochází k nápadnému střídání několik stovek metrů mocných poloh fylitů a metadrob (ČGS 2003). Proterozoické podloží se vyskytuje podél toku Mže téměř až k Městu Touškov, kde leží okraj Plzeňské pánve. Tato povarisky vytvořená pánev je vyplněna svrchnokarbonskými sedimenty, zejména pískovci, arkózami, prachovci a jílovci. Ideální sedimentační cyklus zde tvoří sled: slepence a arkózy-prachovce a jílovce-kořenová půda-uhelná sloj, většinou jsou však tyto cykly porušeny erozní činností (Chlupáč et al., 2002).

Tektonika moldanubika Českého lesa je dosti podobná tektonické situaci v šumavském moldanubiku. Osy vrás mají převládající směry SZ-JV, metamorfní foliace má směr SSZ-JJV až SZ-JV (Mísař et al., 1983). Také zlomové systémy zde mají podobnou orientaci jako v šumavském moldanubiku a zlomy Českého lesa také často navazují na zlomy šumavské. Nejdůležitějším směrem zlomů je zde SZ-JV, tedy paralelní s českým křemenným valem a také mariánskolázeňským zlomem. Ostatní orientace zlomů se zde nevyskytují příliš často, většinou jsou orientovány ve směru zhruba V-Z (Maheľ et al., 1984b).

Tektonická situace bohemika, respektive tepelského krystalinika, se od moldanubika výrazně liší. Západní a jihozápadní okraj tepelského krystalinika je sice ohraničen mariánskolázeňským zlomem, který je orientován ve směru SZ-JV, nicméně převládající orientace zlomů v této oblasti je odlišná (Maheľ et al., 1984b). Podle Mísaře et al. (1983) je tepelské krystalinikum rozsáhlým megaantiklinoriem ve směru JZ-SV. Ve stejném směru je orientována i většina zlomů v tepelském krystaliniku (i v bohemiku obecně) (Maheľ et al., 1984). V JZ-SV směru je orientována také většina spilitových pásů v této oblasti (Fiala, 1977). Morfologicky se nicméně projevuje nejvýrazněji právě výše zmíněný mariánskolázeňský zlom, který byl pravděpodobně aktivní ještě v nedávné minulosti (Kopecký, 1972).

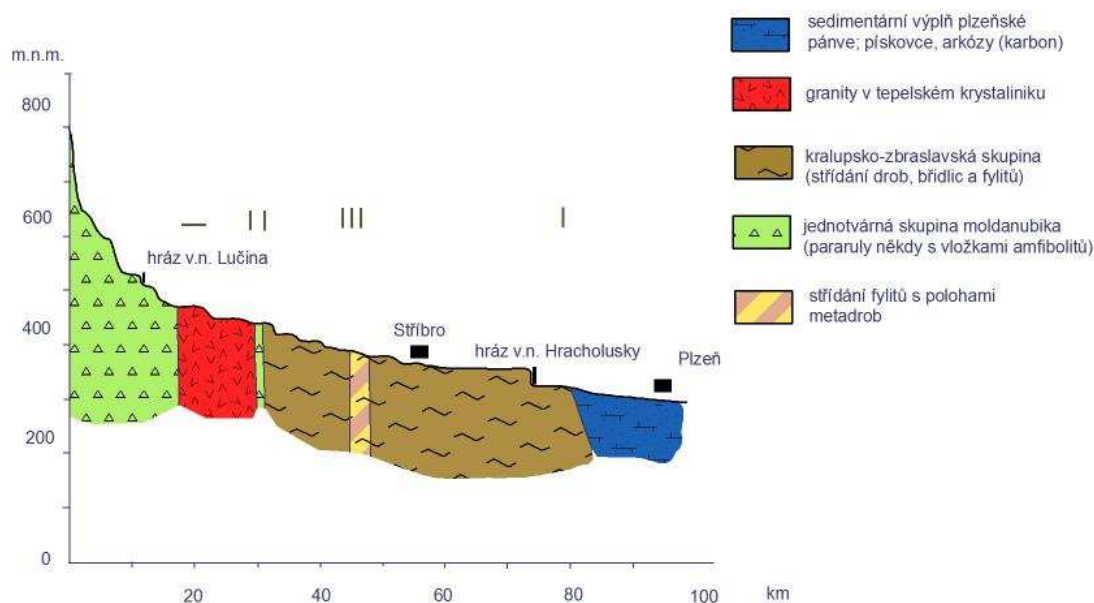
Plzeňská pánev je tektonickým příkopem orientovaným ve směru SSV-JJZ. Stejnou orientaci mají i zlomy, které ze Z a V ohraničují pánev a také množství vnitropánvních zlomů. Vyskytují se zde také zlomy s orientací SSZ-JJV, ale nejsou příliš hojné (Maheľ et al., 1984b). Obecně se zlomy plzeňské pánve příliš výrazně morfologicky neprojevují, nejvýraznější je Z okraj pánve, kde mohlo dojít k nedávné reaktivaci zlomů (Kopecký, 1972)

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Mže

Na prvních 15 km toku Mže se vyskytuje několik stupňů na spádové křivce. Podloží tohoto úseku je poměrně homogenní podloží, hrají zde hlavní roli pararuly jednotvárné skupiny moldanubika. V širším okolí údolí Mže se v těchto pararulách vyskytují vložky amfibolitů nebo žilného granitu, v tomto konkrétním úseku mezi pramenem řeky a Tachovem však tyto horniny nejsou přítomny. Horninový masiv v těchto místech není ani nijak zásadně porušen křehkou tektonikou. Ačkoliv jsou stupně na spádové křivce poměrně výrazné a střídají se zde úseky s nižším (5 ‰) a vyšším (23 ‰) gradientem, nemůžeme tyto změny interpretovat jednoduchým vlivem litologie nebo drobných neotektonických pohybů podél zlomových struktur. Vznik těchto terénních stupňů může být způsoben hydrologickým vlivem, respektive změnami v erozní síle řeky Mže. Na horním úseku toku nemá ještě řeka příliš velký průtok a

zároveň v tomto úseku přibírá řadu přítoků, které mohou být takřka stejné velikosti (průtok, šířka toku, povodí) jako hlavní tok. Průtok na hlavním toku se tak může velmi náhle zvýšit a přispět ve zvýšení erozního působení toku a vytvoření stupňů na spádové křivce. Další možností je, že řeka je v těchto místech ovlivněna dlouhodobými tektonickými pohyby. Podle Maheřa et al. (1984b) překračuje Mže na tomto úseku 3 osy blíže nespecifikovaných vrásových struktur. Rozdíly můžeme pozorovat i ve tvaru reliéfu, kdy se střídají oblasti se strmým reliéfem (německá část povodí Mže) a plochým reliéfem (okolí obce Branka). Tyto rozdíly v charakteru reliéfu by se tedy daly interpretovat rozdílnými rychlostmi a intenzitami dlouhodobého vyklenování a jiných tektonických pohybů ve zmíněných vrásových strukturách. Tato hypotéza je však bohužel v úseku bez říčních teras a bez možnosti využití datovacích metod jen obtížně prokazatelná. V okolí Tachova se Mže dostává do oblasti, kde je podloží tvořeno granity. Litologické rozhraní mezi jednotvárnou skupinou moldanubika a granity není doprovázeno žádným výrazným stupněm ve spádové křivce. V tomto místě protéká řeka poněkud širším údolím s plochým dnem, které je vyvinuto podél výrazného zlomu SZ-JV orientace. Stupeň ve spádové křivce (13 ‰) se nachází v místě, kde Mže opouští tuto tektonicky (?) založenou kotlinu, mění svou orientaci spíše na Z-V a začíná se více zahlubovat do granitového podloží. V úseku pod Tachovem také začíná Mže výrazněji meandrovat (sinuosita roste k 1,4). Tato změna v sinuositě, gradientu i orientaci řeky by se dala vysvětlit i aktivitou antiklinální struktury, jejíž osu Mže překračuje podle Maheřa et al. (1984b) na Z okraji města Tachova. Pravděpodobná je kombinace výše zmíněných vlivů, nicméně prokázat tuto hypotézu je opět nesnadné. Další výrazný stupeň ve spádové křivce se nachází poblíž ústí říčky Tiché. Mže zde kříží mariánskolázeňský zlom SSZ-JJV orientace, který je v terénu velmi morfologicky výrazný a který odděluje vyšší reliéf Tepelské vrchoviny od Tachovské kotliny (brázdy). Knickpoint (18 ‰) se však nenachází na hlavním zlomovém svahu, ale zhruba o 3 km dále, kde Mže kříží východní větev mariánskolázeňského zlomu. Na tomto místě také dochází ke změně orientace toku a Mže od tohoto bodu teče JV směrem až po Stříbro. Obecně v tomto úseku narůstá jak spád, tak sinuosita zakleslých meandrů. Tato část toku Mže je zahlobena již v barrandienském proteroziku, které není odolnější než granity položené výše proti proudu. Změnu gradientu tedy nelze vysvětlovat pomocí změny litologických podmínek. Vznik knickpointu není pravděpodobně spojen ani s aktivitou mariánskolázeňského zlomu, protože stupeň ve spádové křivce se neshoduje s morfologickou hranou zlomového svahu a leží poněkud dále po proudu. Vyšší průměrný gradient (až 7 ‰), změna orientace toku a vyšší hodnoty SL indexu (viz Příloha I., obr.č. 1) by mohly naznačovat mírný tektonický výzdvih nebo náklon celého bloku mezi ústím Tiché a Stříbrem,

který je ze západu i z východu ohraničen výraznými zlomy SSZ-JJV orientace. V okolí Stříbra dosahuje Mže nejvyšší hodnoty sinuosity zakleslých meandrů – až 1,7. Průměrný gradient zde již klesá (2-5‰) a po změně orientace toku k SV dochází i postupnému poklesu sinuosity zakleslých meandrů. Nejnižších hodnot dosahuje sinuosity (1,25) u hráze v.n. Hracholusky. V této oblasti také Mže opouští krystalinické horniny a dále protéká karbonskými a kvartérními sedimenty. Průměrné hodnoty gradientu a SL indexu se zde zvyšují, avšak jde o plynulý nárůst, nikoliv o stupeň na spádové křivce (viz Příloha I, obr. č. 1). Roste také hodnota sinuosity (1,6), v tomto případě se však již jedná o meandry volné. Hodnoty sinuosity mají na řece Mži obecně 3 maxima, které však mezi sebou můžeme porovnávat jen omezeně. První leží v úseku mezi Tachovem a okrajem Tepelské vrchoviny, kde se vyskytují meandry volné; v Tepelské vrchovině nad Stříbrem leží vrchol druhý, tentokrát v zakleslých meandrech; vrchol třetí opět ve volných meandrech v Plzeňské pánvi (viz výše a Příloha II., obr. č. 1). Na Mži se vyskytují 2 vodní nádrže – v.n. Lučina a v. n. Hracholusky. Vliv hrází těchto nádrží vnáší chybu do měření gradientů a SL indexů, ale díky své výraznosti jsou tyto výjimečné hodnoty snadno rozpoznatelné. Jinak není Mže činností člověka intenzivně pozměněna, také na sinuositu, orientaci toku apod. nemá antropogenní působení zásadní vliv.



Obr. č. 11 : Podélný profil toku Mže + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje.

4.2.2. Radbuza

Řeka Radbuza má svůj pramen ve výšce 696 m n.m. a její soutok s Mží v Plzni leží ve výšce 299 m n.m. Radbuza pramení v Českém lese, její tok je dlouhý 113 km a plocha povodí je 2190 km² (Kestřánek a Vlček, 1984). Nejhornější část toku řeky Radbuzy protéká hlubokým, k severu orientovaným subsekventním údolím, které má zpočátku velmi vysoký průměrný spád (až 64 ‰). Ten se na krátkém úseku snižuje až na 2,6 ‰, poté však opět výrazně roste a nad obcí Smolov dosahuje až téměř 11 ‰. Pod obcí Smolov řeka opouští vrchovinný reliéf Českého lesa, stáčí svůj tok k SV a posléze na VJV a JV. V tomto úseku až po Horšovský Týn protéká řeka mělkým údolím, kde průměrný spád postupně klesá až ke 2,2 ‰. I dále průměrný spád postupně klesá, zhruba k hodnotám 1,2 ‰. Mírný nárůst a také změna charakteru údolí (zúžení a prohloubení) přichází v krátkém úseku nad Stodem. Dále po proudu již řeka protéká mírným reliéfem Plzeňské pánve, tvoří velmi mělké a široké údolí, ve kterém je průměrný spád velmi nízký – 0,9 ‰ (Balatka a Sládek, 1962).

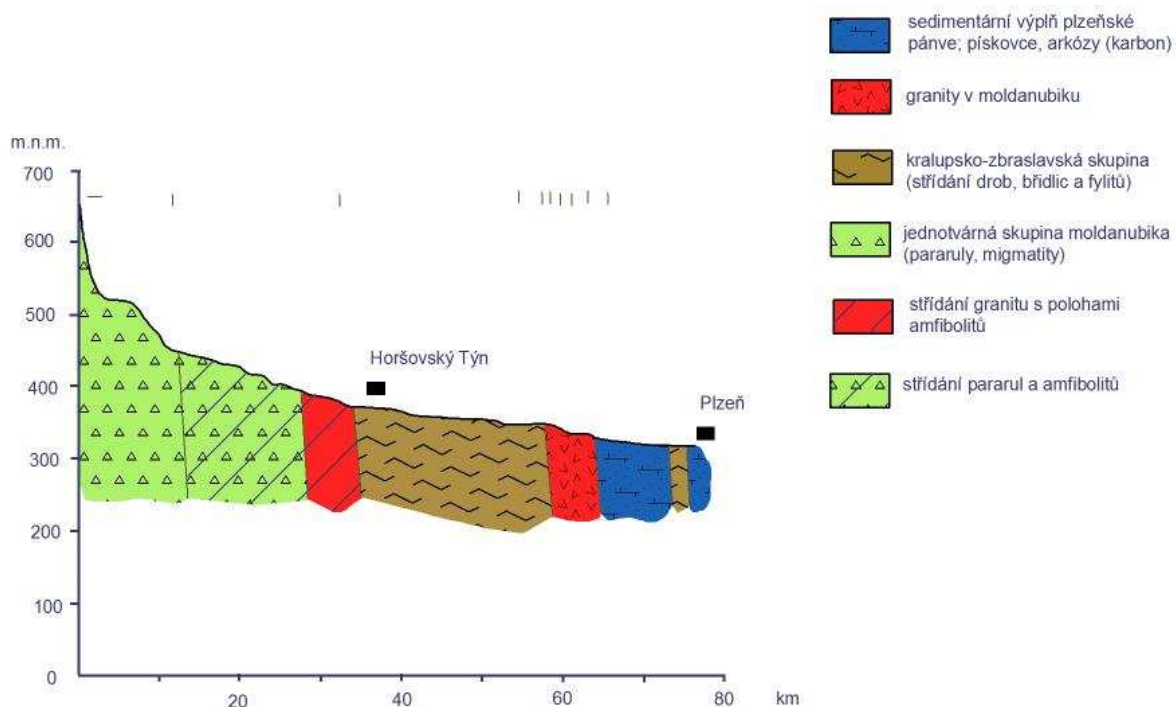
Horní tok řeky Radbuzy se nachází v oblasti, kde převládají metamorfované horniny moldanubika Českého lesa (viz geologii Mže). Pararuly a migmatity moldanubické jednotvárné skupiny tvoří podloží v celém úseku od pramene řeky až zhruba po Bělou nad Radbuzou. Dále po proudu sice stále převládají pararuly, ale v tomto úseku dochází k častému a pravidelnému střídání poloh pararul s pásy a čočkami amfibolitů. Před Horšovským Týnem na tento úsek navazuje část toku, kde se pásy amfibolitů střídají s drobnými granitovými tělesy (granit typu Číměř; Cháb, 2008). Mezi Horšovským Týnem a Hradcem následuje poměrně monotónní úsek, kde řeka protéká proterozoickými horninami kralupsko-zbraslavské skupiny (viz geologii Vltavy a Berounky). Mezi Hradcem a Stodem proráží Radbuza granitový masiv, tvořený převážně leukokrátními granity. Poslední část toku se nachází již v karbonských horninách Plzeňské pánve (viz geologii Mže) (Chlupáč et al., 2002). Za zmínku stojí ještě krátký úsek na okraji Plzně, kde se vyskytují polohy proterozoických spilitů (Fiala, 1977) a Radbuza při překonávání této překážky vytvořila výrazný meandr (Balatka a Sládek, 1962).

Řeka Radbuza pramení v moldanubiku Českého lesa, jehož tektonická situace byla popsána výše, u řeky Mže. Poměrně velká část toku se nachází v horninách patřící ke tepelsko-barradienské oblasti, v tomto případě se jedná o domažlické krystalinikum. Jeho hranice s tepelským krystalinikem a barradienským proterozoikem není definována tektonicky a je víceméně konvenční (Mísař et al., 1983). Tektonická situace je podobná tepelskému krystaliniku. Většinová orientace zlomů v této oblasti je SV-JZ (mj. také klatovský zlom, ohraničující domažlické krystalinikum z jihu (Mísař et al., 1983)), i když i zde se ještě

objevuje zlomový systém okolo mariánskolázeňského zlomu, které zde postupně vyznívá (Maheľ et al., 1984b). Za zmínku stojí ještě výrazně odlišná orientace zlomů v drobných granitových masivech podél toku Radbuzy (podle Maheľa et al. (1984b) zejména V-Z a S-J). Tektonika plzeňské pánve, kterou protéká Radbuza na svém dolním toku je stručně popsána výše.

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Radbuzy

Na prvních zhruba 20 km toku Radbuzy nenajdeme žádný výrazný stupeň ve spádové křivce. Naopak se zde asi u obce Rybník na 5. kilometru toku vyskytuje asi 2 km dlouhý úsek s výrazně nízkým spádem (1 ‰), což je pro horní toky řek (navíc v reliéfu vrchoviny) velmi netypické. Radbuza má také v této části toku (mezi Rybníkem a Smolovem) nízkou sinuositu a je orientována shodně s tektonickým zlomem ve směru SSZ-JJV. Podle těchto údajů můžeme úsek s nízkým spádem považovat za tektonicky založenou kotlinu. Další možnou interpretací tohoto nezvykle plochého území je také to, že se jedná o relikt paleoreliéfu, které byl při neotektonických pohybech masivu Českého lesa vyzdvižen do vyšší nadmořské výšky. Tomu by napovídal i fakt, že v těsné blízkosti (ale již v povodí Dunaje) se vyskytuje velmi podobná kotlina. Pod Smolovem se řeka prudce otáčí a další rovný úsek je orientován ve směru JZ-SV, opět paralelně s tektonickou poruchou. Výrazněji se litologická stavba projevuje v úseku mezi Hostouní a Tachovicemi. Radbuza zde kříží několik poloh amfibolitů v moldanubiku (šířka několik stovek metrů, délka několik kilometrů), které zde díky své vyšší odolnosti tvoří v terénu morfologicky výrazné podlouhlé hřbety. Tok Radbuzy na tuto litologickou překážku reaguje komplexně. V místech amfibolitových poloh jsou vytvořeny stupně ve spádové křivce (gradient 9-12 ‰). Ovlivněny jsou také horizontální prvky geometrie toku – řeka se snaží překážky „obejít“ a vytváří zde dva velké ohyby (vlnová délka řádově km) obtékající hřbety. Klasické volné meandry jsou v tomto úseku zachovány (viz Příloha IV., obr. č. 5). Další, ačkoliv mírnější stupeň (5 ‰) ve spádové křivce je svázán s výskytem granitu nad Horšovským Týnem. V proterozoiku pod Horšovským Týnem spád plynule klesá (viz výše), změna gradientu – dva menší stupně (9 ‰ a 4 ‰) je opět spojena až s granitovým tělesem nad Stodem. Na řece Radbuze v podstatě nejsou vytvořeny typické zakleslé meandry. Volné meandry se vyskytují téměř po celém toku, kromě úseků na horním toku, které kopírují tektonické zlomy (zde je sinuosita max. 1,1) a hlubokého a úzkého údolí v granitech nad Stodem (1,3). V horní části toku se hodnoty sinuosity pohybují okolo 1,4, v dolní části toku v Plzeňské pánvi dosahují hodnot přes 1,6 (viz Příloha II., obr. č. 2).



Obr. č.12 : Podélný profil toku Radbuzy + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje.

4.2.3. Úhlava

Úhlava pramení na z. svahu šumavské hory Pancíř v nadmořské výšce 1140 m. Její ústí do Radbuzy v Plzni leží ve výšce 304 m, celý tok je 109 km dlouhý a řeka odvodňuje plochu o rozloze 918 km² (Kestřánek a Vlček, 1984). Na horním a částečně středním toku Úhlavy se střídají údolní úseky JV-SZ směru, s úseky s JZ-SV směrem. Horní tok Úhlavy, od pramene po Nýrsko, směřuje ve směru JV-SZ a vyznačuje se vysokým průměrným spádem (desítky ‰), který směrem po proudu rychle klesá až na 8,2 ‰ (Balatka a Sládek, 1962). V tomto úseku je vyvinuto úzké a hluboké údolí, poměrně typické pro podobné podhorské toky (Horník et al., 1982). U Nýrska se řeka poměrně prudce stáčí směrem k SV a až po Klatovy protéká širokým údolím s malým spádem (2 ‰). V okolí Klatov se údolí výrazně zužuje, spád si zde zachovává svůj trend a snižuje se až k 1 ‰. V okolí Švihova se údolí opět rozšiřuje a spád zůstává nezměněn. Níže po proudu, mezi Předenicemi a Štěnovicemi se údolí naposledy výrazně zužuje a také spád je zde výrazně vyšší než na okolních úsecích (až 6,2 ‰). Dále již řeka protéká Plzeňskou pánví, kde podobně jako ostatní toky tvoří mělké a široké údolí s nízkým spádem okolo 1 ‰ (Balatka a Sládek, 1962).

Geologická situace podél toku Úhlavy je v zásadě velmi podobná geologickým poměrům povodí Mže a Radbuzy. Horní část toku se nachází v moldanubických horninách jednotvárné skupiny, kde převládají především pararuly (Mísař et al., 1983). V úseku mezi Nýrskem a

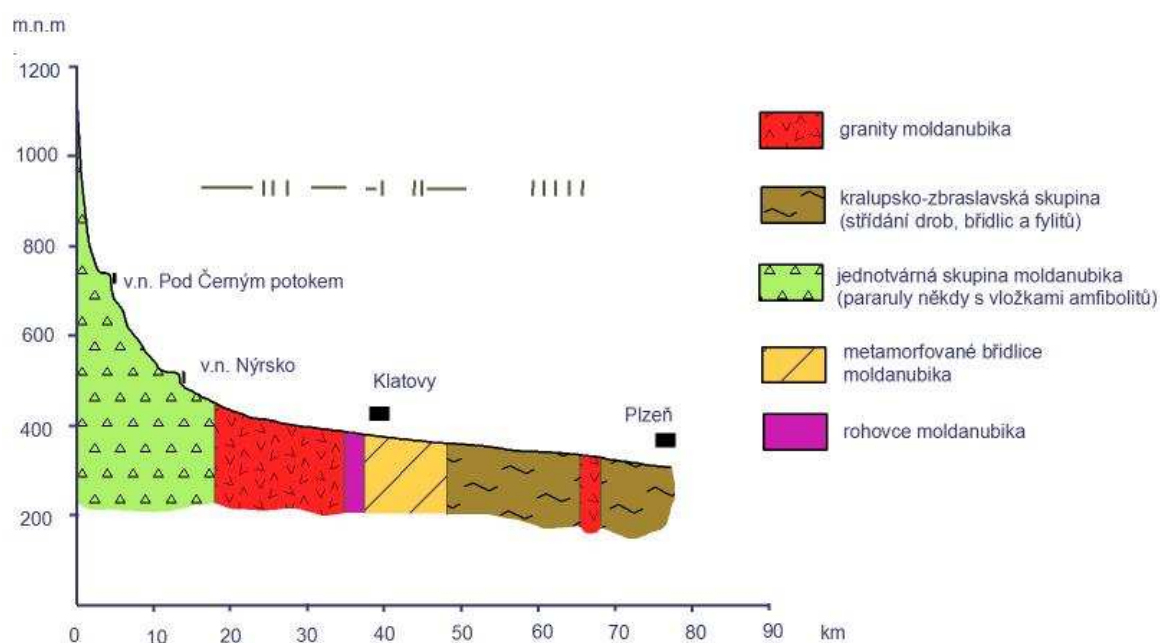
Janovicemi nad Úhlavou protéká řeka tělesem tvořeným biotiticko-amfibolitickým granodioritem. V těsné blízkosti granodioritového masivu níže po proudu se vyskytují rohovce postižené pravděpodobně kontaktní metamorfózou. V okolí Švihova protéká Radbuza pásem morfologicky výrazných pahorků a vrchů, které jsou tvořeny proterozoickými vulkanity. Tyto horniny však nejsou v přímém kontaktu s aktuálním tokem řeky, který protéká v moldanubických metamorfovaných břidlicích, případně posléze v horninách kralupsko-zbraslavské skupiny (ČGS, 2003). V proterozoických horninách kralupsko-zbraslavské skupiny teče Úhlava až k okraji Plzeňské pánve, jedinou výjimkou je krátký úsek mezi Předenicemi a Štěnovicemi, kde řeka proráží granitový masiv. V samém závěru je podloží tvořeno zejména karbonskými sedimenty, ale opět se výrazně projevují proterozické splity (podobně jako u Radbuzy) těsně před ústím řeky (Balatka a Sládek, 1962).

Tektonická situace šumavského moldanubika, ve kterém pramení řeka Úhlava, je blíže popsána v kapitole o řece Vltavě. Výrazně odlišný stav panuje podél řeky Úhlavy po překročení klatovského zlomu (SV-JZ). Zde řeka protéká již v bohemiku a tektonická situace se zde podobá domažlickému a tepelskému krystaliniku. V této části středočeské oblasti, mezi Klatovy a Plzní se nicméně častěji objevují zlomy ve směru SZ-JV (Mahel' et al., 1984b).

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Úhlavy

V moldanubických horninách na svazích Šumavy má Úhlava značný spád, který se však plynule snižuje a nevyskytují se zde žádné stupně na spádové křivce nebo podobné anomálie. Spádová křivka je narušena pouze dvěma uměle vytvořenými objekty – hrázemi v.n. Pod Černým potokem a v.n. Nýrsko. Pod městem Nýrskem vstupuje tok Úhlavy do granitového masivu, tato litologická změna však není na spádové křivce nijak patrná. Okolo 30. km toku, stále ještě na granitovém podloží, se objevují dva malé stupně, avšak spád zde nijak dramaticky neroste (max. 5 ‰). Ani další litologická změna mezi granity a rohovci nemá v hodnotách spádu žádnou výraznou odezvu. V úseku pod Klatovy protéká Úhlava pásem poloh proterozoických vulkanitů (spilitů) a také metamorfovaných břidlic. V tomto případě se na spádové křivce objevují dva stupně, ale opět v těchto místech spád nepřekračuje hodnoty 5 ‰. Poměrně výrazný (ve srovnání s obecnými spádovými poměry na Úhlavě) stupeň (5 ‰) na spádové křivce se vyskytuje zhruba na 57. kilometru. V těchto místech je však podloží velmi homogenní, ale vyskytuje zde několik zlomů, které řeka překonává v kolmém směru. Žádný z nich se nijak výrazně morfologicky neprojevuje, je tedy otázka, zda můžeme změnu ve spádové křivce zdůvodnit právě tektonickou aktivitou. Další možností je antropogenní vliv (3 jezy v krátkém úseku v okolí Přeštic). Mezi Předenicemi a Štěnovicemi řeka protéká

dalším granitovým masivem, který způsobuje největší přirozený stupeň ve spádové křivce na toku Úhlavy. Gradient zde dosahuje hodnot okolo 6 ‰. Dále už průměrně hodnoty zůstávají stejné, či mírně klesají. Poslední m výkyvem je zvýšení gradientu u Hradiště, kde řeka širokým obloukem (meandrem?) obchází odolnou polohu spilitů. Počátek toku Úhlavy je orientován ve směru SZ-JV až SSZ-JJV, pravděpodobně podle tektonických struktur, které mají v této oblasti shodný směr. V úseku od Nýrska až po Plzeň drží Úhlava zhruba SSV-JJZ směr. V první části tohoto úseku, mezi Nýrskem a Klatovy kopíruje tok řeky zlom ve stejném směru. V úseku mezi Dolany a Švihovem je orientace toku shodná s orientací synklinální struktury (Maheř et al., 1984b). Obě tyto tektonické deformace způsobují nejen výše zmíněnou jednoduchou orientaci toku, ale pravděpodobně mají vliv také na výjimečně vyrovnanou a shlazenou spádovou křivku, na které se nevyskytují výraznější stupně. V tektonicky založeném údolí Úhlavy se také díky tomu nevyskytují žádné typické zakleslé meandry. Prakticky po celém toku Úhlavy v nízkém reliéfu (pod Nýrskem) se vyskytují meandry volné. Sinuosita plynule roste v závislosti na velikosti toku (viz Příloha II., obr. č. 3). Od 1,3 u Nýrska až po 2 u ústí toku. Výjimkou v tomto trendu je krátký rovný úsek řeky v granitu pod Předenicemi, kde sinuosita klesá na 1,2. Výrazný meandr u Hradiště těsně před ústím řeky zvyšuje hodnoty sinuosity až na 2,2, avšak velký ohyb řeky nemůžeme považovat za volný meandr (pro jeho velikost a krystalinické horninové podloží).



Obr. č.13 : Podélný profil toku Úhlavy + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje.

4.2.4. Úslava

Řeka Úslava je nejmenší ze zdrojnic Berounky. Délka toku činí 92 km, plocha povodí je 754 km². Její pramen leží také níže než u ostatních řek Plzeňské pánve - ve výšce 620 m n. m. v Plánické vrchovině. Její soutok se Mží leží ve výšce 295 m n. m. (Kestřánek a Vlček, 1984). Poměrně velká část toku má vysoký průměrný spád – v pramenné oblasti 6,2 ‰, před ohybem řeky k SSZ (směrem k Plzni) okolo 4‰. Jedinou výjimku v tomto horním toku řeky činí úsek v okolí Žinkov, kde se průměrný spád nápadně snižuje k hodnotám okolo 2 ‰, aby se opět níže po proudu zvýšil. Střední a dolní tok Úslavy směřující k SSZ má poměrně vyrovnaný průměrný spád, okolo 2 ‰. Řeka zpočátku protéká úzkým údolím, zhruba na úrovni Blovic se údolí rozšiřuje. Stále však zůstává výrazně užší než údolí ostatních řek Plzeňské pánve (Balatka a Sládek, 1962).

Počátek toku Úslavy leží na území, jehož podloží je tvořeno biotiticko-amfibolitickým granodioritem (typ Blatná), který patří k středočeskému plutonickému komplexu (Chábera et al., 1985). Další úsek se nachází v pararulách jednotvárné skupiny moldanubika. V okolí Nepomuku protéká Úslava střídavě blatenským granodioritem a pásem pravděpodobně kontaktně metamorfovaného rohovce, jehož výskyt kopíruje granodioritový masiv (Chábera et al., 1985). Geologické podmínky na dolním a středním toku se již velmi podobají těm na Úhlavě a Radbuze. Řeka většinou protéká proterozoikem kralupsko-zbraslavské skupiny, kromě posledního úseku, který leží v karbonských sedimentech plzeňské pánve (Mísař et al., 1983).

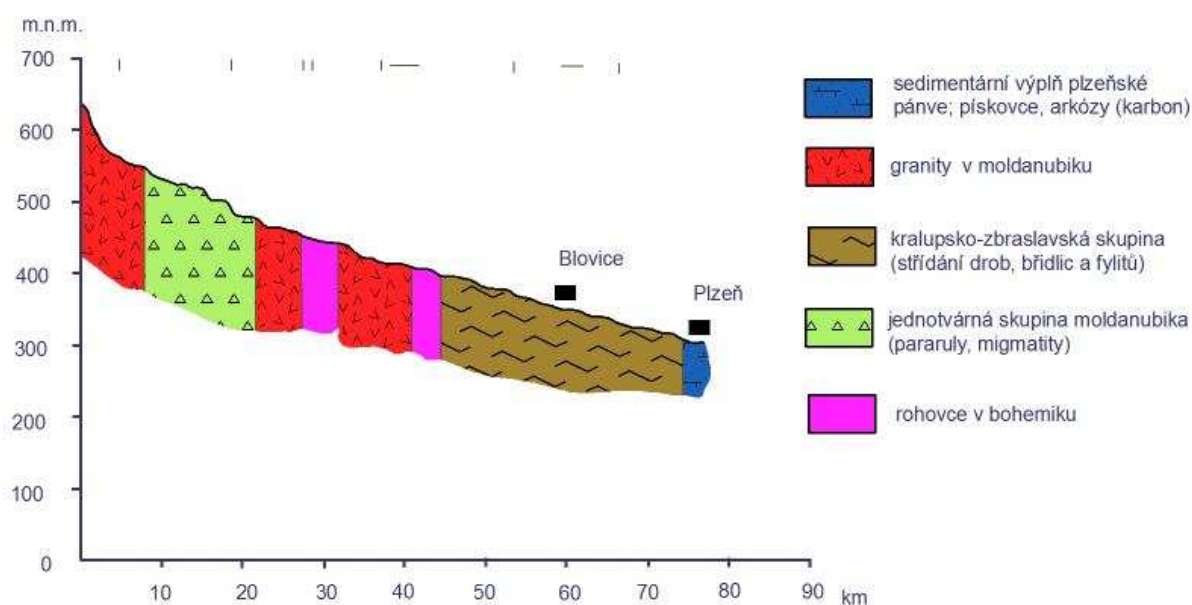
Tektonická stavba území podél toku Úslavy je poněkud odlišná než u ostatních zdrojnic Berounky. Je to dáno tím, že poměrně velká část podloží toku je tvořena granitoidy, které se tektonicky liší od metamorfitů a sedimentů moldanubika a bohemika. V granitoidech patřících ke středočeskému plutonickému komplexu se vyskytují zejména zlomy s orientací SSZ-JJV a V-Z. Tato orientace se poměrně výrazně liší od zlomů v bohemiku, kde převládají zlomy SV-JZ a případně SZ-JV orientace. Tektonická situace na dolním toku Úslavy je – jak již bylo zmíněno výše – velmi podobná situaci podél sousední Úhlavy (Mahel' et al., 1984b).

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Úslavy

Tok Úslavy v blatenském granodioritu se vyznačuje nejvyšším spádem z celého toku – až 30 ‰. Tento vysoký spád však nemůžeme zdůvodnit pouze přítomností odolného granitu v podloží toku. Pro řeky pramenící ve vrchovinném reliéfu je vysoký spád na počátku toku typický. Pravděpodobná je v tomto případě tedy kombinace geologických geomorfologických vlivů – granitové podloží a výškové rozdíly v reliéfu Nepomucké vrchoviny. Zhruba na 9. kilometru toku Úslava kříží litologické rozhraní mezi granodiority a pararulami jednotvárné

skupiny moldanubika. Tento litologický přechod do méně odolných hornin je překvapivě doprovázen také drobným stupněm ve spádové křivce. Pararuly zde v okolí obce Hnačov tvoří podlouhlý morfologicky výrazný hřbet. Je však nepravděpodobné, že by pararuly byly vůči erozi více odolné než granodioritový masiv (snad jen v případě, že by byl granodiorit silně zvětralý). Mohlo dojít k tektonickému výzdvihu tohoto hřbetu podél zlomu, nicméně údaje z tektonické a geologické mapy hovoří proti této hypotéze. Nejpravděpodobnějším zdůvodněním vzniku stupně na spádové křivce bude antropogenní působení. Shodou okolností se přímo na litologickém rozhraní nachází hráz Hnačovského rybníka, kterým Úslava protéká. Další výrazné stupně na spádové křivce se vyskytují zhruba na 17. km v okolí obce Mlýnské Struhadlo. Zde je podloží stále tvořeno moldanubickými pararulami. Nicméně se zde nepochybně vyskytují rozdíly v odolnosti těchto hornin, neboť Úslava zde vytváří výrazný ohyb směrem k Z a kopíruje litologické rozhraní mezi dvěma subtypy biotiticko-cordieritické pararuly. Současně v tomto místě také narůstá gradient a to na 12 ‰. V krátké vzdálenosti pod tímto stupněm se vyskytuje další knickpoint, který je tentokrát ještě výraznější, se sklonem 18 ‰. V tomto místě vedle sebe probíhají paralelně údolí Úslavy a údolí jednoho z jejích bezejmenných přítoků (nad obcí Mlýnské Struhadlo). Tato vodoteč kopíruje svým tokem tektonický zlom v SSZ-JJV orientaci. Podél tohoto zlomu je založeno pravděpodobně celé údolí, které je překvapivě plošší a má nižší průměrnou nadmořskou výšku než sousední údolí Úslavy. Stupeň na spádové křivce řeky Úslavy je vytvořen v místech, kde se tok Úslavy na krátko orientuje k V a pod poměrně velkým gradientem (18 ‰) stéká do tektonicky (?) založeného „bočního“ údolí. Následující, zhruba dvoukilometrový, úsek toku Úslavy je orientován přibližně stejně jako výše zmíněný zlom. Další stupeň ve spádové křivce je spojen s dalším granitovým tělesem okolo 25. km toku. Hodnota spádu zde dosahuje necelých 10 ‰. I stupeň u obce Prádlo na 33. kilometru je vytvořen díky výskytu odolnějších hornin, v tomto případě se opět jedná o granodiorit blatenského typu. Pod Nepomukem dochází k poměrně náhlé změně orientace toku. Ze směru přibližně JZ-SV až Z-V, kterou tok doposud měl, se orientace mění na JJV-SSZ. Tento směr udržuje Úslava až ke svému ústí. Orientace údolí pod Nepomukem je shodná s orientací zlomů vyskytujících se v okolním proterozoiku, nicméně žádný z těchto zlomů neprobíhá přímo údolím řeky. Poblíž místa, kde dochází ke změně směru toku, se nachází také menší stupeň ve spádové křivce, kde spád dosahuje hodnot 7 ‰. Stupeň je však poněkud níže po proudu a proto pravděpodobně nebude mít s výrazným ohybem mnoho společného. Vznik tohoto stupně můžeme zdůvodnit přítomností litologického rozhraní mezi rohovci a proterozoickými horninami. Poslední výrazný stupeň nad Blovicemi se nachází již v tektonicky i litologicky poměrně uniformním

prostředí a bude zřejmě vytvořen antropogenně (jezy). Spádová křivka Úslavy je obecně poměrně vyrovnaná, ve srovnání s ostatními zdrojnicemi Berounky má však odlišný tvar. Připomíná spíše přímku než hyperbolu, které se blíží Mže, Radbuza a Úhlava (viz Příloha č. III. obr. 4. Srovnej s obr. 1, 2 a 3.). Může to být způsobeno nižším erozním potenciálem Úslavy (je nejmenší ze zmiňovaných řek), obecně vyšším reliéfem, kterým Úslava protéká nebo samozřejmě kombinací více vlivů. Vyšší hodnoty SL indexu (viz Příloha I.) by ovšem mohly svědčit i o tom, že Úslava protéká oblastí se stále aktivním tektonickým výzdvihem (viz dále). Vliv litologie a tektoniky na základní orientaci toku byl již nastíněn výše. Za zmínku stojí ještě výrazný zakleslý meandr u Koterova, který byl vytvořen díky překážce tvořené spilitovým hřbetem a který je velice podobný sousedním zakleslým meandrům na Úhlavě a Radbuze. Na Úslavě se typické zakleslé meandry jinak v podstatě nevyskytují. Sinuosita volných meandrů roste společně s nárůstem velikosti toku (resp. šířky koryta) – na horním toku je její hodota 1,3, na dolním až 1,65. Výjimkami jsou úseky, kde tok Úslavy kopíruje tektonicky zlom (viz výše); a krátký úsek v okolí Blovice, kde sinuosita poklesá na 1,4 a kde byl tok pravděpodobně antropogenně napříměn (viz Příloha II., obr. č. 4).



Obr. č 14. : Podélný profil toku Úslavy + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje.

4.2.5. Berounka

Berounka vzniká soutokem čtyř výše blíže popsaných řek – Mže, Radbuzy, Úhlavy a Úslavy. Její povodí mezi soutokem s Úslavou a ústím do Vltavy v Lahovicích má rozlohu 4068 km² a délka toku činí 136 km. Soutok s Úslavou leží v nadmořské výšce 295 m, ústí do Vltavy ve výšce 187 m (Kestřánek a Vlček, 1984). Prakticky po celé své délce protéká Berounka hlubokým, často velmi úzkým údolím s četnými zaklesnutými meandry. Zhruba po Roztoky u Křivoklátu teče řeka V až SV směrem, poté se obrací k JV a na svém dolním toku opět k V a SV. Spádové poměry jsou velmi vyrovnané a průměrný spád není příliš vysoký (0,7-0,9 ‰). Pouze k krátkých úsecích může spád výrazněji narůstat, a to až k 2 ‰ v úseku u Nižboru (Balatka a Sládek, 1962).

Velká část toku Berounky má poměrně jednotvárné geologické podloží, celkově je však geologická situace velice pestrá. V úseku mezi Plzní a Skryjemi protéká řeka proterozoickými horninami kralupsko-zbraslavské skupiny. Jedná se především o střídání drob a břidlic s občasnými vložkami vulkanitů a silicitů (viz geologie Střední a dolní Vltavy) (Mísař et al., 1983). V okolí Skryjí se vyskytují horniny kambrického stáří. Na zvrásněném proterozoickém podkladu spočívají nepříliš mocné milečské slepence. Následuje zhruba 200 m mocná jednotka skryjských břidlic, ve kterých se také občas objevují vložky drob a skluzových slepenců. Velmi výrazným horninovým tělesem v této oblasti je ale tzv. křivoklátsko-rokycanský vulkanický komplex, který zabírá většinu mocnosti skryjsko-týřovického kambria (Kettner, 1923). Vulkanický komplex je tvořen suchozemskými výlevy různých typů andezitů, ryolitů a dacitů (Chlupáč et al., 2002). Radiometrická měření prokázala, že vulkanická činnost zde probíhala od sv. kambria až do sp. ordoviku (Vidal et al. 1975 in Chlupáč et al., 2002). Horniny vulkanického komplexu tvoří často výrazné skalní stěny a masivy v údolí Berounky mezi Skryjemi a Roztoky u Křivoklátu. V oblasti Křivoklátska dochází podél toku Berounky několikrát ke střídání proterozoických a kambrických hornin. Poblíž Nižboru začíná řeka protékat horninami ordovického stáří. Jedná se především o břidlice vinického a královského souvrství a o střídání prachovců, drob a pískovců souvrství letenského. V úseku pod Berounem se řeka dostává do samotného středu barrandienského synklinoria (Chlupáč, 1999). Zpočátku protéká horninami silurského stáří. Střídají se zde různé typy vápenců s břidlicemi a vulkanickými horninami – bazaltovými lávami a tufy ze svatojánského vulkanického centra. V krátkém úseku mezi Tetínem a Karlštejnem protéká Berounka devonskými horninami. Ty jsou zastoupeny především různými vápenci, pouze v krátkém úseku ve středu synklinoria se vyskytují flyšoidní sedimenty (střídání prachovců, pískovců a břidlic) srbského souvrství (Chlupáč, 1999). Dále

po proudu řeka opět protéká horninami siluru a ordoviku. Těsně před soutokem s Vltavou se její údolí výrazně rozšiřuje a v nivě se vyskytuje několik metrů mocná vrstva fluválních a splachových sedimentů kvartérního stáří (Rajchl a Stehlík, 2004).

Tektonická situace kralupsko-zbraslavské skupiny již byla nastíněna v kapitole o geologii Vltavy. I v okolí toku Berounky převládá SV-JZ orientace tektonických deformací, ať už zlomových nebo vrásových (Chlupáč et al., 2002). V úseku mezi Plzní a Skryjemi se nicméně tektonické deformace vyskytují jen zřídka. Tektonicky omezen je výskyt kambrických hornin u Skryjí a také křivoklátsko-rokycanský vulkanický komplex. Kromě převládajících zlomů směru SV-JZ se zde často vyskytují poruchy ve směru kolmém, tj. SZ-JV (Mahel' et al., 1984b). Tektonické struktury barrandienského paleozoika mají podobnou orientaci jako v proterozoiku, existují zde však samozřejmě mnohé rozdíly. Paleozoické (kambrické nebo ordovické) horniny nasedají na proterozoický podklad s výraznou úhlovou diskordancí. Osa kambrického sedimentačního prostoru byla orientována spíše ve směru VSV-ZJZ, na rozdíl od ordovicko-devonské pražské pánve, která má orientaci SV-JZ (Chlupáč, 1999). Vlastní tektonická stavba a vývoj barrandienu je již dlouhou dobu předmětem diskuzí. Zlomy založené pravděpodobně již v proterozoiku byly aktivní i v průběhu sedimentace a ovlivňovaly tvar pánví i vývoj sedimentů (Mísař et al., 1983). V ordovických horninách se zlomové poruchy projevují jako synsedimentární flexury, synsedimentární zlomy nejsou prokázány (Mísař et al., 1983). V siluru se naopak již projevují synsedimentární zlomy (např. podélný tachlovický a příčný tobolský). Po ukončení sedimentace ve středním devonu byla pánev bočně stlačena a oblast budována zejména silurem a devonem byla zvrásněna do antiklinál a synklinál s orientací ZSZ-VSV, které byly porušeny mnohými přesmyky (Mísař et al., 1983).

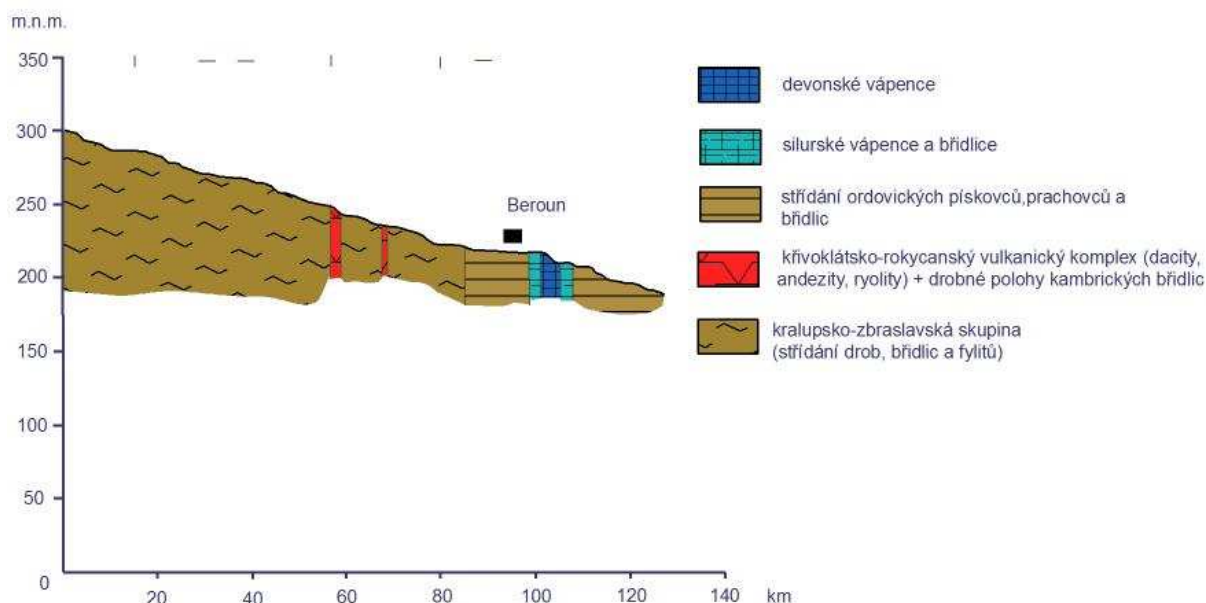
Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Berounky

Spádová křivka Berounky na „horním“ toku (Plzeň – Skryje) je poměrně vyrovnaná.

Průměrné hodnoty spádu se pohybují okolo 1 ‰. V tomto úseku je také litologická a tektonická situace velmi jednotvárná a řeka zde nepřekračuje žádná litologická rozhraní ani tektonické poruchy. Přesto se v tomto úseku objevuje několik stupňů ve spádové křivce, které jsou však ve srovnání s jinými toky nevýrazné a dosahují maximálních hodnot okolo 3 - 4‰. Tyto stupně však pravděpodobně nejsou vytvořeny díky vlivu litologie nebo tektoniky.

V tomto úseku přijímá Berounka pouze jeden větší přítok, řeku Střelu, a proto ani větší průtok (= větší erozní síla) toku nebude důvodem pro vytvoření několika stupňů ve spádové křivce. Nejpravděpodobnější příčinou vzniku těchto míst s vyšším gradientem je tedy vliv člověka, tedy stavba jezů. První stupeň ve spádu, který můžeme spojit s vlivem litologie, se nachází až

v úseku pod Týřovicemi. Zde Berounka protéká velmi odolnými kambro-ordovickými vulkanity a nepatrně zvyšuje svůj spád na 2 ‰. Počínaje tímto stupněm také roste průměrná hodnota spádu přes 1 ‰, kde se udržuje v celém následujícím úseku až po Račice. Několikrát zde dochází ke střídání hornin křivoklátsko-rokycanského komplexu a hornin proterozoika, žádné výrazné stupně na spádové křivce se zde však nevyskytují. U obce Račice na 80. km toku se vyskytuje drobný stupeň (2 ‰). Zde je podloží stále homogenní a tvořené proterozikem, vyskytuje se však tektonický zlom SSV-JJZ orientace, který Berounka kříží. Možný vliv tohoto zlomu je ještě posílen několikametrovým jezem vybudovaným v přibližně stejném místě. V okolí Berouna v ordovických horninách je spád velmi mírný, průměr se pohybuje pod 1 ‰. Velmi výrazný stupeň se objevuje v krátkém úseku, kdy Berounka protéká devonskými vápenci. Spád zde dosahuje hodnot až 3‰. Vápence nejsou vůči mechanické erozi zpravidla výrazně odolnější než klastické sedimenty (Sklar a Ditrich, 2001). V tomto případě však svojí roli hraje i eroze chemická, která způsobila větší narušení a odnos horniny a tím i vznik většího stupně ve spádové křivce. Pro tuto hypotézu hovoří i fakt, že spád se nijak dramaticky nezvyšuje v silurských horninách, kde jsou na rozdíl od barradienského devonu přítomny také tmavé břidlice (Chlupáč et al., 2002). Na dolní části toku se vyskytuje ještě několik drobných stupňů. I v tomto úseku je však podloží poměrně homogenní a proto bude pravděpodobnou příčinou jejich vzniku opět vliv člověka. Takřka na celém toku Berounky se vyskytují pouze zakleslé meandry. Na počátku se sinuosita pohybuje v rozpětí 1,2 – 1,4 (viz Příloha II., obr. č. 5), ale postupně roste až k maximálním hodnotám 2,25, kterých řeka dosahuje v okolí Roztok u Křivokláta. Vyskytují se zde úseky kolem 30., 70. a 110. kilometru toku, kde sinuosita výrazně klesá (až k 1). Příčina vzniku těchto rovnějších a kontrastujících meandrujících úseků je nejasná. Nevyskytují se zde žádné tektonické nebo litologické struktury, které by mohly ovlivňovat orientaci a míru sinuosity toku. Důvodem mohou být nepatrné rozdíly v odolnosti hornin, tendence řeky „obejít“ odolný masiv kambro-ordovických vulkanitů nebo i dlouhodobé tektonické pohyby. Žádnou z těchto hypotéz ale nemůžeme na základě existujících dat dokázat. V samém závěru toku mezi Černošicemi a ústím se nachází úsek, kde v minulosti v široké nivě docházelo k vytváření volných meandrů. Často zde také docházelo k předkládání koryta toku a to až na vzdálenosti několika stovek metrů (Rajchl a Stehlík, 2004).

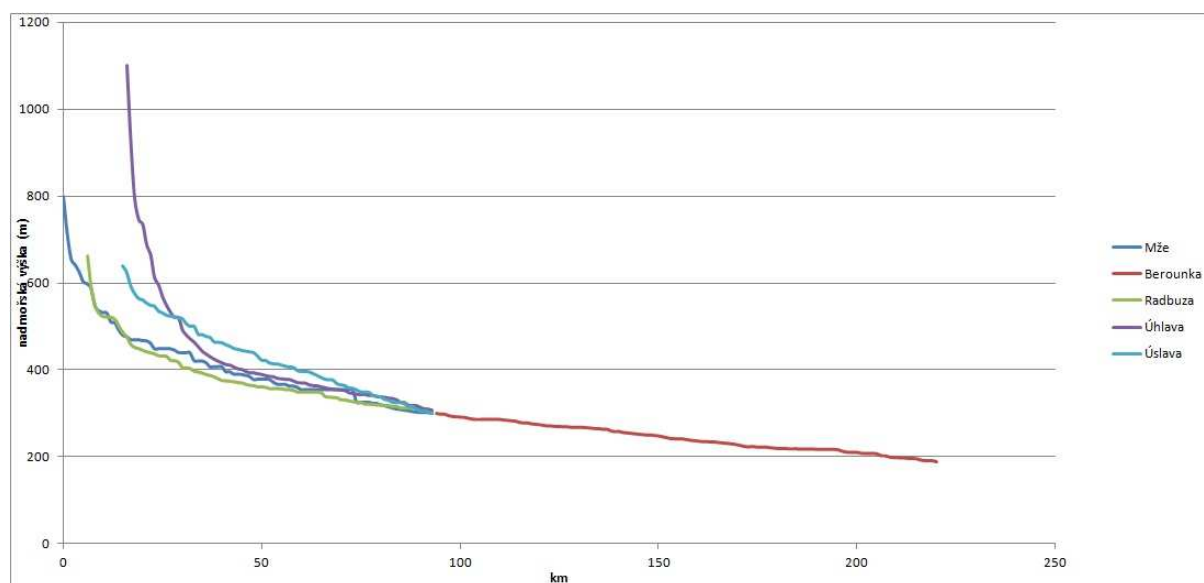


Obr. č.15 : Podélný profil toku Berounky + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje.

4.2.6. Závěr o Berounce a jejích hlavních zdrojnicích

Tři z hlavních zdrojnic Berounky – Mže, Radbuza a Úhlava mají velice obdobný charakter toku. Tyto řeky mají podobný hydrologický režim i geomorfologické podmínky v okolí. Velkou roli hraje jistě i to, že podél toku těchto řek panují velice podobné litologické podmínky. Nejen, že výše zmíněné řeky protékají přes stejné horninové typy, ale většinou jsou tyto horniny za sebou stejně seřazeny. Všechny řeky pramení v horninách moldanubika, střední a dolní tok se nachází v proterozoických horninách a závěr toku v sedimentech Plzeňské pánve. Často se vyskytují také granitové masivy. Tektonická situace je také velice podobná. Zlomy a vrásové struktury (pokud jsou přítomny) jsou v této oblasti většinou orientovány ve směru SSZ-JJV a SV-JZ až SSV-JJZ. Spádové křivky toků jsou poměrně vyrovnané, navzájem velmi podobné, mají víceméně hyperbolický tvar a dokonale navazují na spádovou křivku Berounky (viz obr č. 16). Takto tvarované spádové křivky svědčí o vývoji vodních toků bez významných tektonických (nebo jiných) narušení (Radonae et al., 2002) nebo o dlouhodobém vývoji povodí, kde se v průběhu času vlivem zpětné eroze smazaly všechny známky o tektonických pohybech. Pokud už zde docházelo k tektonickým pohybům, dělo se tak velmi pravděpodobně pouze na horním toku řek. Na řece Mži, která nemá spádovou křivku tolik vyhlazenou jako ostatní dva toky, mohlo docházet k tektonickým pohybům i na středním toku. Tomu by napovídaly i četné zakleslé meandry, které na Radbuze ani Úhlavě nenajdeme. Obecně však všechny spádové křivky ukazují, že zde zdrojnice Berounky i Berounka samotná musí existovat dlouhou dobu (v porovnání např. s Vltavou). To

je v souladu i s údaji z říčních teras a ostatních sedimentů, které považují Berounku za hlavní řeku středních Čech v období miocénu-pliocénu (Malkovský, 1975). Křivka čtvrté zdrojnice, Úslavy, má poněkud jiný charakter. Nevyskytují se na ní výrazné spádové změny, nicméně se svým tvarem výrazně liší od ostatních řek tekoucích do Plzeňské pánve. Možné příčiny vzniku takto tvarované spádové křivky jsou již zmíněny výše. Říční terasy na dolním toku dokládají, že tok Úslavy v dnešní podobě je přibližně stejně starý jako ostatní zdrojnice Berounky (Balatka a Sládek, 1962). Tvar spádové křivky tedy může být způsoben nižším erozním působením řeky nebo i tektonickým výzdvihem na horním a středním toku, který je naznačován některými autory (Chábera et al., 1985; Kopecký, 1972). Nejvyšší hodnoty sinuosity jsou dosahovány na řece Úhlavě. Větší část toku této řeky se nachází v tektonických sníženinách, kde je vytvořeno široké a mělké údolí a kde jsou pro tvorbu volných meandrů lepší podmínky, než na sousedních řekách. Zakleslé meandry se ve větší míře vyskytují pouze na Mži a poté až na středním toku Berounky. Není proto vhodné porovnávat tyto dva úseky s vyšší sinuositou, zejména proto, že na nich panují zcela odlišné hydrologické podmínky. Pokud porovnáme vliv litologie na všechny výše zmíněné řeky, můžeme prohlásit, že litologická stavba ovlivňuje zejména lokální spádové poměry na řekách. Někdy se mohou objevit i vlivy na orientaci toku, ale nejsou příliš významné. Na delších než kilometrových úsecích nehraje litologická stavba zásadní roli. Tektonika ovlivňuje zejména orientaci vodních toků, které poměrně často kopírují průběh tektonických diskontinuit. Vliv zlomové tektoniky na spádové poměry (a sinuositu) je nejasný a obtížně prokazatelný. Pokud se již na nějakých řekách projevuje (Mže, Berounka), pak velmi pravděpodobně působí v kombinaci s litologickými a zejména hydrologickými poměry v daném místě.



Obr. č. 16.: Srovnání podélných profilů Berounky, Mže, Radbuzy, Úhlavy a Úslavy.

4.3. Labe, Cidlina, Bystřice a Javorka

4.3.1. Horní a střední Labe

Jako horní a střední tok českého Labe se většinou označuje úsek od pramene k soutoku s Vltavou (Povodí Labe, 2012). Pro účely této práce byl jako horní a střední tok vybrán úsek, který končí soutokem s Jizerou poblíž Káraného.

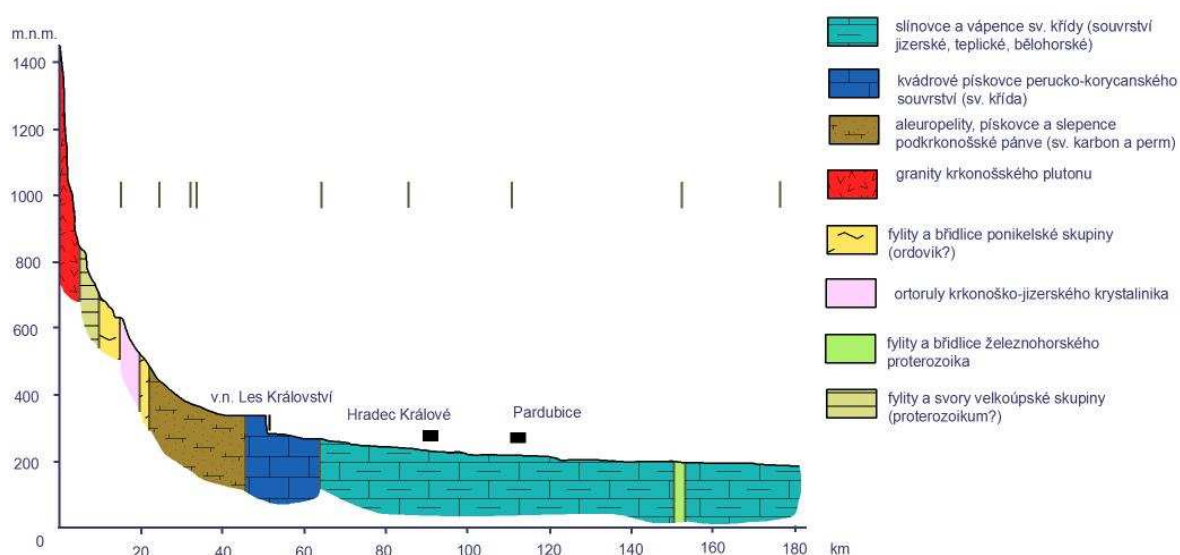
Labe pramení na hřebeni západních Krkonoš na Labské louce v nadmořské výšce 1380 m n.m. Jeho celková délka v ústí do Severního moře je 1154 km, na českém území po státní hranici u Hřenska 358 km. Celková plocha povodí je 144 055 km², na českém území 49 993 km². Délka horního a středního toku (po ústí Jizery ve nadmořské výšce 169 m n.m.) činí 213 km (Kestřánek a Vlček, 1984).

Na svém pramenném úseku protéká Labe krátkým úvalovitým údolím, které se nachází na původním paleoreliéfu - hřebeni Krkonoš (Balatka a Sládek, 1962). Vzápětí se však charakter údolí i spád vodního toku radikálně mění. Labe proudí Labským vodopádem do Labského dolu a až k Vrchlabí si udržuje průměrný spád 37 ‰. Pod Vrchlabím vstupuje Labe do Krkonošského podhůří (Balatka a Kalvoda, 2006) a průměrný spád řeky se postupně snižuje až na 4 ‰. V celém úseku mezi Vrchlabím a Dvorem Králové si Labe zachovává horský charakter údolí a stejně jako v nejhornější části toku protéká velmi hlubokým údolím, často až kaňonovitého charakteru. U Dvora Králové Labe náhle vstupuje do tektonicky založené kotliny, kde se údolí značně rozšiřuje. V okolí Kuksu se údolí opět zužuje, průměrný spád se však příliš nemění a stále se plynule snižuje až na hodnoty okolo 1,4 ‰, kterých dosahuje v okolí Jaroměře. Zde už Labe protéká velmi mělkým a širokým údolím v České křídové pánvi. Charakter údolí se v podstatě nemění až po soutok s Jizerou: nízký průměrný spád - okolo 0,4 ‰ a údolí je mělké a široké s meandrujícím tokem. Jedinou výjimkou je velmi krátký úsek u Týnce nad Labem, kde Labe epigeneticky proráží severozápadní výběžek Železných hor, tvořených proterozoickými horninami (ČGS, 2003). V tomto úseku se údolí značně zužuje, spád se nicméně výrazně nemění (Balatka a Sládek, 1962).

V pramenné části toku, v nejvyšší části Krkonoš, je podloží tvořeno granity krkonošsko-jizerského plutonu. Pluton s klenbovitou stavbou intrudoval podle radiometrických měření před 330-310 Ma (Marheine et al., 1999 in Chlupáč et al., 2002). Leží v centrální části krkonošsko-jizerského krystalinika, je protažen ve V-Z směru a hloubka intruze je odhadována na 5-7 km (Dudek et al., 1991, in Chlupáč et al., 2002). Hlavní horninou plutonu je biotitický granit s velkými vyrostlicemi draselných živců (Mísař et al., 1983). V okolí

Špindlerova Mlýna protéká Labe již metamorfovanými horninami krkonošsko-jizerského krystalinika. Zpočátku se jedná zejména o fylity a svory velkoúpské skupiny, ve kterých se vyskytují občasné polohy kvarcitů (Chaloupský et al., 1989). Stáří těchto varisky metamorfovaných hornin je dosud nejasné a je předmětem diskuzí, nicméně jako stáří protolitu se nejčastěji udává proterozoikum (Chlupáč et al., 2002). Dále po proudu se vyskytují horniny krkonošského krystalinika, tentokrát ze skupiny ponikelské. Jde převážně o fylity (chloritické, grafitické, sericitické) s občasnými vložkami zelených břidlic (Chaloupský et al., 1989). Ani zde není stáří protolitu příliš jasné, v současnosti se nejvíc uznává názor, že jde o horniny původem silurské nebo devonské (Chlupáč et al., 2002). V úzkém skalnatém údolí (Labská soutěska) pod Špindlerovým mlýnem, je podloží tvořeno tzv. krkonošskými ortorulami. Chaloupský (1966 in Mísař et al., 1983) tyto ortoruly přiřčoval ke kadomskému strukturnímu patru, kde by tvořily podloží paleozoických hornin krystalinika, novější výzkumy a radiometrická datování (Kröner et al., 2001 in Chlupáč et al., 2002) však ukazují, že jde o kambrické či spodnoordovické granitové intruze (Chlupáč et al., 2002). Celá situace kolem krkonošsko-jizerského krystalinika nicméně není doposud zcela vyřešena a stále se o ní diskutuje. Nad Vrchlabím řeka ještě jednou krátce protéká horninami ponikelské skupiny, poté však již krystalinikum opouští a hloubí své údolí v sedimentech podkrkonšské pánve. Patří sem spodnopermské (autun) vrchlabské souvrství, tvořené červenohnědými a pestrými pískovci s občasnými vložkami šedých pískovců, prachovců a jílovců, kterým Labe protéká na okrajích podkrkonošské pánve (Chlupáč et al., 2002). Ve středu pánve se vyskytuje souvrství prosečenské, které je vůči vrchlabskému souvrství stratigraficky výše a je tvořeno především červenavými prachovci (Pešek et al., 2001). Sedimenty časově spadající do karbonu nejsou kolem toku Labe příliš rozšířeny. Zastupuje je pouze kumburské a syřenovské souvrství při jižním okraji pánve. Kumburské souvrství (westphal-stehpan) má proměnlivý litologický vývoj s převahou červenohnědých a nafialovělých prachovců a jílovců (Pešek et al., 2001). Nadložní syřenovské souvrství (stephan) je tvořeno šedavými i pestrými polohami prachovců a jílovců s cyklickou stavbou, do kterých se místy vkládají polohy tufů nebo uhelné sloje (Chlupáč et al., 2002). U Mostku vstupuje Labe do sedimentů České křídové pánve. V úseku od Mostku zhruba po Kuks se jedná o zejména o svrchnokřídové souvrství perucko-korycanské, konkrétněji pak o facii kvádrových pískovců korycanských vrstev (Chlupáč et al., 2002). Tyto křemenné pískovce (někdy s obsahem glaukonitu) jsou poměrně odolné (Kudrnovský a Sedlák, 2003) a v „kaňonu“ v okolí Mostku tvoří celá skaliska a výrazná kamenná pole. Celý zbytek horního a středního toku již Labe protéká v křídových horninách. Nejvýznamnějšími horninovými typy jsou opuky, jílovce, místy pískovce. V okolí

Kuksu a Jaroměře tyto horniny patří do souvrství bělohorského a jizerského (turon), mezi Hradcem Králové a Přeloučí se jedná o souvrství teplické a březenské (santon) (ČGS, 2003). Poté opět Labe protéká horninami bělohorského a jizerského souvrství. Celý úsek Labe od Jaroměře po ústí Jizery má nicméně velmi ploché a mělké údolí a tak zde podložní horniny nevystupují příliš často na povrch (Balatka a Sládek, 1962). Jedinou výjimkou je úsek u Týnce nad Labem, kde Labe proráží horniny železnohorského proterozoika. Jedná se o fylity, fylitické břidlice s vloženou polohou tmavých kyzových břidlic. Mohou se vyskytnout i alkalické vulkanity a také tělesa slepenců (Chlupáč, 2002). Po celém toku pod Jaroměří (a také v tektonické sníženině okolo Dvora Králové) již výrazně převládá akumulární činnost řeky nad erozní, takže jsou v této oblasti vytvořeny mocné fluviální sedimenty, tvořící terasový systém středního Labe (Balatka a Sládek, 1962).



Obr. č. 17: Podélný profil toku horního a středního Labe + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží.

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Labe

Po krátkém úseku s nízkým spádem na hřebeni Krkonoš se na toku Labe nachází Labský vodopád a přichází zde první výrazný zlom ve spádu. Na úseku dlouhém 1 km zde tok překonává výškový rozdíl 250 m. Samotný vodopád je vysoký pouze 35 m, ale zbytek výškového rozdílu mezi hranou a dnem Labského dolu překonává Labe peřejnatým úsekem (Pilous, 1989). Způsob vzniku tohoto schodu ve spádové křivce (knickpointu) je v porovnání s ostatními řekami Českého masivu dosti unikátní. V průběhu pleistocenních glaciálů zde

pravděpodobně došlo k přehloubení původního říčního údolí horským ledovcem (Nývlt et al., 2011) Ten vytvořil typické ledovcové údolí tvaru písmene U, na jehož západní stěně se nyní nachází Labský vodopád (Nývlt et al., 2011). Dno Labského dolu je ve srovnání s okolním terénem poměrně ploché, řeka si zde však zachovává vysoký spád (přes 40 ‰). V horní části údolí jsou granity krkonošského plutonu překryty vrstvou glacifluviálních a fluviálních písků a štěrků, které umožňují existenci krátkého úseku toku s volnými meandry. Tento úsek je však velice krátký a i přes vyšší lokální hodnoty sinuosity (přes 1,5) nemá význam pro porovnávání s ostatními částmi řeky. Další výrazný zlom ve spádové křivce, který narušuje trend postupně se snižujícího spádu, se nachází v údolí mezi Špindlerovým Mlýnem a Vrchlabím. Labe zde protéká masivem krkonošských ortorul, které se poměrně strmě uklánějí pod úhlem 30-50° směrem k SV (Mísař et al., 1983). Při překonávání nejstrměji uložených poloh zvyšuje Labe svůj spád až k hodnotám okolo 35 ‰. V důsledku zvýšené erozní síly v místě s vyšším spádem se v korytě řeky vyskytují i evorzní tvary (obří hrnce apod.) (Pilous, 1999). Výskyt ortorul se také projevuje na změně směru toku řeky. Strmě uložené ortoruly zde vytváří morfologicky výrazný hřeben označovaný jako Žalský kozí hřbet. Labe se snaží tuto překážku „obejít“ a asi na 1 km dlouhém úseku se odklání od svého zde převládajícího SJ směru směrem k východu (tj. přibližně kolmo na směr úklonu vrstev). V úseku mezi Špindlerovým Mlýnem a Vrchlabím jsou průměrné hodnoty gradientu a SL indexu poněkud zkresleny, protože zde díky v. n. Labská a její přehradě vzniká nepřírozený schod ve spádu. Dále po proudu se již vyskytují fylity nebo sedimenty podkrkonošské pánve, které nemají díky své menší odolnosti výrazný vliv na spádovou křivku. V této oblasti se ale vyskytuje úsek toku, který může být výrazně ovlivněn tektonikou. Labe zde přibližně v kolmém směru překračuje několik zlomů, které se však na spádové křivce řeky ani jiným způsobem neprojevují. Mezi Vrchlabím a Hostinným protéká řeka několik kilometrů dlouhým, nápadně rovným údolím. Tento úsek se sice přímo neshoduje s průběhem jednoho z tektonických porušení, orientace údolí je však totožná s převládajícím směrem tektonických zlomů v podkrkonošské pánvi (SZ-JV). Sousední rovnoběžná údolí Malého Labe a Kalenského potoka navíc přímo souhlasí s průběhem zlomů a proto je i orientace labského údolí podle tektonické stavby velmi pravděpodobná. V okolí Mostku řeka protéká v úzkém a hlubokém údolí, jehož dno a stěny jsou tvořeny odolnými kvádrovými pískovci perucko-korycanského souvrství. V těchto horninách můžeme předpokládat vznik dalšího knickpointu, analogicky ke vzniku podobných schodů na spádových křivkách Cidliny, Bystřice a Javoroky, tedy řek, které také protékají přes korycanské pískovce. V tomto případě je však případný knickpoint překrytý vodami nádrže Les Království. Vzhledem ke kaňonovitému charakteru údolí je však i výskyt schodu ve

spádové křivce pravděpodobný. V okolí Dvora Králové protéká Labe sníženinou pravděpodobně tektonického původu. Její severní a jižní okraj tvoří morfologicky výrazné zlomy opět ve směru SZ-JV. Také JV okraj kotliny je tvořen zlomem, tentokrát V-Z směru. Labe protéká přes tento zlom bez výrazných vlivů na charakter toku, nicméně v úseku v okolí Kuksu bezprostředně za zlomem se poměrně rychle zužuje říční údolí a také gradient v tomto krátkém úseku poněkud narůstá (lokálně až k 10 ‰). Vzhledem k tomu, že zde nemůžeme prokázat žádný přímý vliv zlomové tektoniky nebo litologie, zůstává důvod vzniku tohoto schodu ve spádové křivce nejasný. Ve zbylé části toku středního Labe zůstává spádová křivka poměrně vyrovnaná. V rámci České křídové pánve nedochází k zásadním litologickým přechodům, případné zlomy se výrazně morfologicky neprojevují. Výjimkou je krátký úsek u Týnce nad Labem, kde Labe proráží masiv převážně proterozoických hornin, který je navíc tektonicky vyzdvižen nad okolím podél zlomů SZ-JV směru. Hodnoty SL indexu jsou v tomto úseku značně rozkolísané, reálně však spád příliš nenarůstá, dosahuje hodnot maximálně 4 ‰, což je ovšem více než průměr v okolních křídových horninách a kvartérních fluvialních sedimentech. Malé nárůsty SL indexu a gradientu můžeme sledovat i v okolí Přelouče a Kolína, v tomto případě se však jedná o vliv antropogenní činnosti. Několik kilometrů pod Přeloučí je ve dně řeky odhalena lavice křídových sedimentů, v jejímž okolí narůstá spád a na Labi je zde vytvořen krátký peřejnatý úsek známý jako Labské Hřčáky. Podloží zde bylo odhaleno díky těžbě fluvialních štěrkopísků, které jinak pokrývají křídové horniny takřka podél celého toku Labe v České křídové pánvi (Ďoubal, 2012). Vyšší spád v úseku mezi Kolínem a Poděbrady vznikl pravděpodobně při narovnávání toku Labe v 19. stol a na počátku 20. stol.

Vliv tektoniky na směr toku Labe byl již nastíněn výše. Mezi sledované horizontální parametry vodního toku patří i sinuosita (viz Příloha II., obr. č. 9). Ta se v případě Labe řídí poměrně jednoduchými pravidly. Na Labi v podstatě neexistují zakleslé meandry a to ani na horním toku. Volné meandry se vytvářejí tam, kde jsou k tomu vhodné podmínky, tj. nepříliš vysoký gradient (menší než cca 3,5-4 ‰) a málo odolné geologické podloží (nejčastěji kvartérní fluvialní sedimenty). Volné meandry jsou vytvořeny v několika krátkých úsecích na horním toku (Labský důl, okolí Hostinného), tyto úseky však nejsou příliš významné. Výrazněji sinuosita roste až v plochem reliéfu kotliny v okolí Dvora Králové a to až na hodnoty okolo 1,4. Nejvýznamnější z hlediska sinuosity je však celý střední tok Labe od Jaroměře až po soutok s Jizerou. Sinuosita zde postupně roste úměrně k šířce vodního toku (Zeller, 1967a in Jullien, 2002) V některých úsecích (okolí Přelouče) dosahuje sinuosita hodnot až 2,1. V postupném nárůstu sinuosity se vyskytují výkyvy, způsobené především

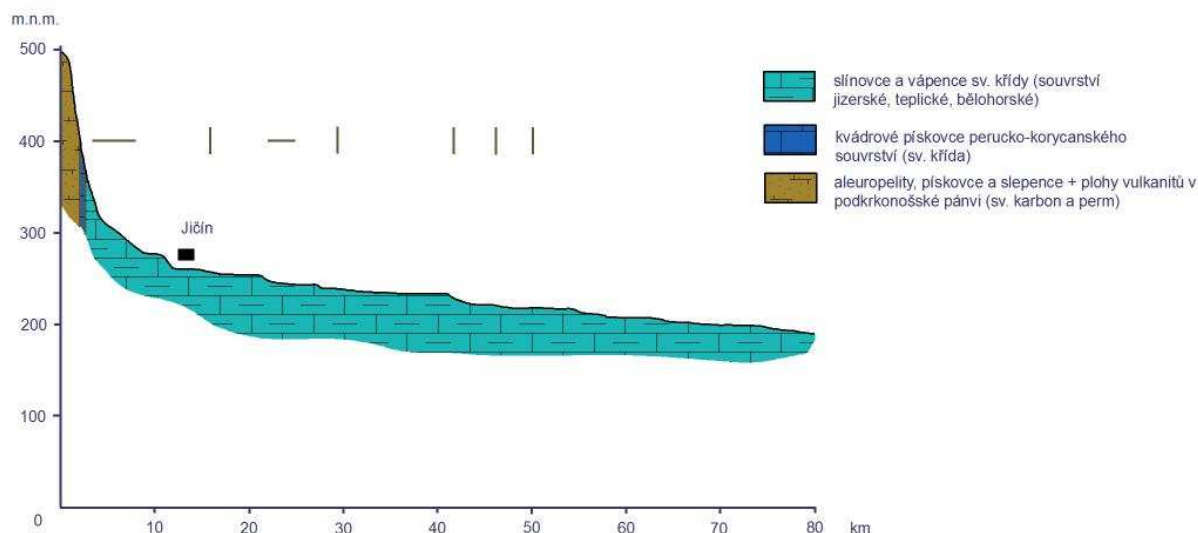
antropogenní činností – tj. narovnáváním toku. S tím se můžeme setkat například v Hradci Králové, Pardubicích nebo Kolíně (Ďoubal, 2012). Krátký rovný úsek v proterozoiku Železných hor také způsobuje pokles sinuosity.

4.3.2. Cidlina

Pramen Cidliny leží na svazích hory Tábor v nadmořské výšce 680 m n.m. Ústí do Labe leží ve výšce 186 m n.m., plocha povodí činí 1164 m² a délka toku 93 km (Kestřánek a Vlček, 1984).

Horní část toku je velmi strmá, průměrný spád zde dosahuje hodnot několika desítek ‰. Hodnoty spádu však velmi rychle klesají, nad obcí Cidlinou dosahuje průměrný spád již 27 ‰ a nad Jičínem 5,7 ‰. V okolí Chlumce nad Cidlinou dosahuje průměrný spád hodnot okolo 0,7 ‰. Těsně před ústím do Labe je průměrný spád opět mírně vyšší – zhruba 0,9 ‰ (Balatka a Sládek, 1962). Horní, krátká část toku (zhruba po obec Cidlina) se nachází v hlubokém, erozně zaříznutém údolí. Na zbytku toku se již vyskytuje velmi ploché úvalovité údolí modelované pleistocenními svahovými procesy (Ložek, 1973).

Na rozdíl od Labe, není geologická situace podél řeky Cidliny příliš složitá. V pramenném úseku jižně od Lomnice nad Popelkou je podloží tvořeno karbonskými a permskými horninami podkrkonšské pánve. V tomto případě se jedná o souvrství vrchlabské (viz geologie Labe) a karbonskými vulkanickými tufy (Pešek et al., 2001). Krátký úsek na jižním svahu vrchu Tábor protíná úzkou polohu kvádrových pískovců korycanských vrstev (viz geologie Labe). Dále po proudu již Cidlina teče po podloží tvořeném opukami a jílovci. Ty patří postupně směrem do centra pánve souvrstvím bělohorskému, jizerskému, teplickému a březenskému (viz geologie Labe) – tedy se po proudu Cidliny stoupá stratigraficky výše. Samotný závěr toku se již opět nachází v teplickém a jizerském souvrství. Po celém dolním toku Cidliny se vyskytují několik metrů mocné vrstvy fluvialních a splachových sedimentů (Ložek, 1973)



Obr. č. 18 : Podélný profil toku Cidliny + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje.

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Cidliny

Spádová křivka řeky Cidliny je obecně poměrně vyrovnaná. Litologická situace podél toku řeky není příliš rozmanitá, a proto nemůžeme předpokládat výskyt mnoha „knickpointů“ jejichž vznik by byl způsoben litologickými podmínkami nebo jejich změnou. Analogicky k ostatním řekám bychom mohli očekávat výrazný schod ve spádové křivce v místech, kde řeka Cidlina protéká odolnými korycanskými pískovci. V případě Cidliny však tyto pískovce vystupují na svazích morfologicky výrazného Ještědsko-kozákovského hřbetu, který byl pravděpodobně tektonicky vyzdvižen (Kopecký, 1972) a proto je zde litologický vliv méně výrazný než vliv tektoniky. Tektonická situace ovlivňuje tok Cidliny i v navazujícím úseku mezi Peklovsi a Jičínem. Zde se tok na zhruba dvoukilometrovém rovném úseku orientuje v SZ-JV směru podle zlomu, který tvoří morfologicky výraznou jižní stěnu údolí řeky. V úseku mezi Jičínem a Chlumcem nad Cidlinou překračuje řeka několik zlomů různé orientace v horninách České křídové pánve. Tyto zlomy se však na povrchu nijak morfologicky neprojevují a také litologické podloží je víceméně uniformní. Schody ve spádové křivce a rozkolísanost křivek SL indexu a průměrného spádu můžeme zdůvodnit antropogenní aktivitou (viz Příloha I., obr. č. 8). Sinuositá odpovídá místní geomorfologické a geologické situaci (viz Příloha II., obr. č. 5). Na horním toku s vysokým spádem se hodnoty sinuosity pohybují kolem 1 (tj. téměř přímý tok), za Jičínem již řeka svojí sinuositou mírně zvyšuje (k hodnotám 1,25), díky vhodným podmínkám pro vznik volných meandrů (kvartérní fluvialní sedimenty a svahoviny). Hodnoty sinuosity na řece Cidlině však bohužel zcela

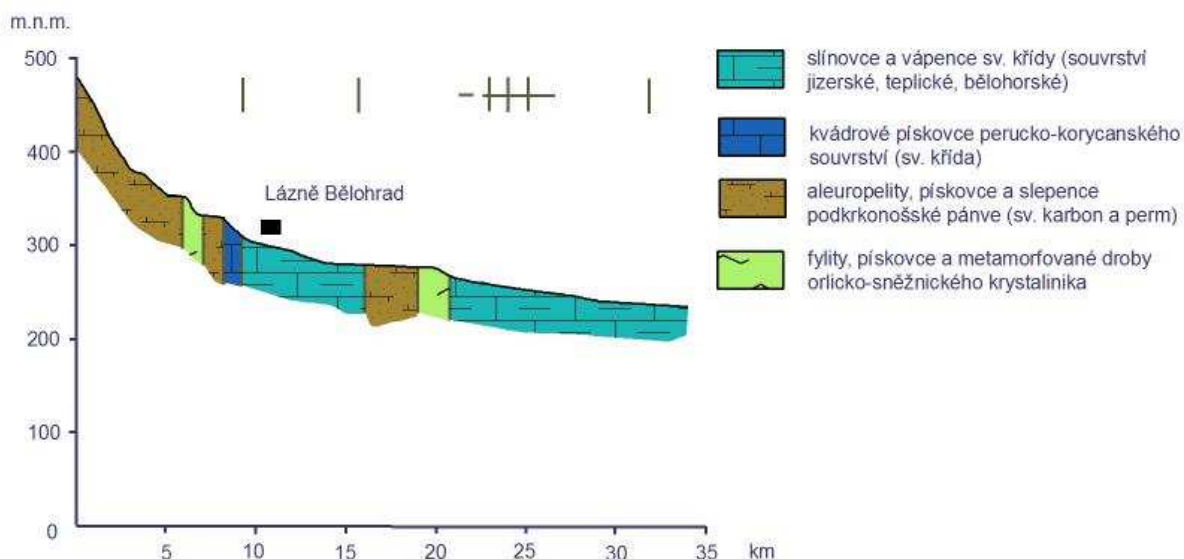
neodpovídají přírodním podmínkám, neboť na řadě míst byl tok řeky antropogenně pozměňován již od středověku (narovnávání toku apod.) (ČÚZK, 2006; GEODIS, 2012). Za zmínku jistě stojí i náhlá změna orientace toku ze S-J na V-Z pod Chlumcem nad Cidlinou. V-Z orientace toku se sice shoduje s orientací hrany kuesty tvořené opukami teplického souvrství, přímý vliv litologie nebo tektoniky na tento úsek řeky však nemůžeme s jistotou prokázat.

4.3.3. Javorka

Javorka pramení ve výšce 450 m. n. m. mezi obcemi Borovnice a Pecka. Její tok je dlouhý 37 km a povodí má plochu 203 km². Javorka ústí do Cidliny u Nového Bydžova v nadmořské výšce 230 m n.m. (Kestřánek a Vlček, 1984).

Počátek toku se vyznačuje vysokým spádem (50-10 ‰) a hlubokým erozním údolím. Spád se však velmi rychle snižuje a v akumulační oblasti výrazné deprese před Hořickým hřbetem klesá až na hodnoty okolo 2 ‰ (Balatka a Sládek, 1962). Hořický hřbet proráží Javorka úzkým průlomovým údolím, kde se spád opět zvyšuje. Zbytek toku již řeka protéká mělkým širokým údolím s malým spádem, podobným jako u Cidliny (Balatka a Sládek, 1962).

Pramenná oblast Javorky leží na území budovaném karbonskými horninami kumburského souvrství (viz geologie Labe). Tyto horniny tvoří podloží prvních zhruba 10 km toku, kromě úseku u Bělé u Pecky, kde jsou odkryty pískovce a metadroby (s vložkami fylitů) orlicko-sněžnického krystalinika (ČGS, 2003). Nad Lázněmi Bělohrad v úzkém hlubokém údolí vystupují kvádrové pískovce korycanských vrstev (viz geologie Labe). Dále po proudu již řeka protéká plochým reliéfem před Hořickým hřbetem a její podloží je tvořeno opukami a jílovci jizerského a bělohorského souvrství. V průlomovém údolí skrz Hořický hřbet jsou odkryty karbonské a krystalinické horniny stejného typu a ve stejné posloupnosti jako na horním toku. Za Hořickým hřbetem již říčka protéká mělkým údolím podobným Cidlině a Bystřici a její podloží je také tvořeno turonskými opukami a jílovci (Chlupáč et al., 2002). Údolí v této části toku, stejně jako v okolí Lázní Bělohrad je pokryto několik metrů mocnou vrstvou fluviálních a splachových sedimentů (Ložek, 1973).



Obr. č.19: Podélný profil toku Javorky + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží. Vodorovné úsečky znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kopíruje.

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Javorky

Spádová křivka Javorky je méně vyrovnaná než u sousední delší a mohutnější řeky Cidliny. Vznik schodů ve spádové křivce je v případě Javorky spojen většinou s litologickou situací. V krátkém úseku pod Bělou u Pecky jsou v podloží permokarbonských sedimentů odkryty fylity a metamorfované droby, které jsou odolnější než horniny v jejich nadloží. Díky tomu je v tomto místě vytvořen knickpoint a hodnoty gradientu lokálně dosahují až 20 ‰. Další výrazný zlom ve spádové křivce se nachází zhruba o 2 km dále po proudu nad Horní Novou Vsí. Jak je v oblasti podkrkonošských toků typické, i Javorka protéká přes polohy korycanských kvádrových pískovců, které v tomto případě tvoří morfologicky výraznou terénní hranu (tato hrana je navíc zvýrazněna zlomem probíhajícím ve směru SZ-JV, který však řeka Javorka přímo nepřekonává). Gradient zde opět dosahuje hodnot zhruba 18-20 ‰. Knickpoint v krystalinických horninách je od knickpointu v korycanských pískovcích oddělen krátkým úsekem s malým spádem, kde je podloží tvořeno permokarbonskými pískovci a vložkami vulkanitů. V průlomovém údolí v Hořickém hřbetu jsou v podloží křídly odkryty permokarbonské pískovce a fylity. Vliv na spádovou křivku mají pouze odolnější horniny krystalinika, nicméně hodnoty gradientu jsou zde již nižší než na horním toku – dosahují zde lokálně hodnot okolo 10 ‰. Hořický hřbet je ze své jižní i severní strany ohraničen tektonickými zlomy SZ-JV orientace, které Javorka překračuje přibližně v kolmém směru. Na spádovou křivku v tomto úseku má však vliv pravděpodobně pouze litologická stavba, protože aktivní pohyb podél těchto zlomů není prokazatelný. Na dolním

toku řeky se již nevyskytují žádné výrazné změny ve spádové křivce. Litologická stavba je na tomto úseku již jednotvárná a případné zlomy, které tok Javorky překonává, nemají výrazný vliv na morfologii terénu. Případné výkyvy v hodnotách spádu nebo SL indexu (viz Příloha I., obr. č. 7) můžeme zdůvodnit silným antropogenním vlivem na tok řeky, v této oblasti typickým. Vliv litologie a tektoniky na orientaci toku Javorky není příliš významný. Jedinou částí toku, kde můžeme změnu směru toku zdůvodnit tektonickou stavbou, je úsek bezprostředně před tektonicky ohraničeným Hořickým hřbetem. Zde Javorka v délce zhruba 1 km „uhýbá“ ze svého převládajícího S-J směru a teče paralelně se SZ-JV zlomem podél severního okraje Hořického hřbetu. Poté se řeka opět obrací směrem k jihu a průlomovým údolím překonává Hořický hřbet (viz výše). Na řece Javorce se nevyskytují žádné typicky zakleslé meandry. Naproti tomu volné meandry se vyskytují hojně a to zejména na dolním toku řeky. Na horním toku řeka meandruje jen velmi mírně a hodnoty sinuosity nejsou větší než 1,1. K výraznější změně dochází v okolí Lázní Bělohrad, které leží v ploché tektonicky založené kotlině (Balatka a Sládek, 1962), která je svým reliéfem vhodná pro akumulaci fluvialních a svahových sedimentů. Právě v takovém nezpevněném materiálu a při nízkém gradientu jsou podmínky pro vznik meandrů vhodnější a proto zde hodnoty sinuosity rostou k 1,25. V průlomovém rovném údolí skrz Hořický hřbet hodnoty sinuosity klesají, aby poté na dolním toku plynule rostly až k 1,7 (viz Příloha II., obr. č. 7). Stejně jako u Bystřice a Cidliny jsou na dolním toku Javorky vhodné podmínky pro vznik meandrů, nicméně i zde byl dolní tok v minulosti silně antropogenně přeměněn (ČÚZK, 2006; GEODIS, 2012). Proto jsou naměřené hodnoty pravděpodobně ještě menší, než jaké by byly za čistě přírodních podmínek.

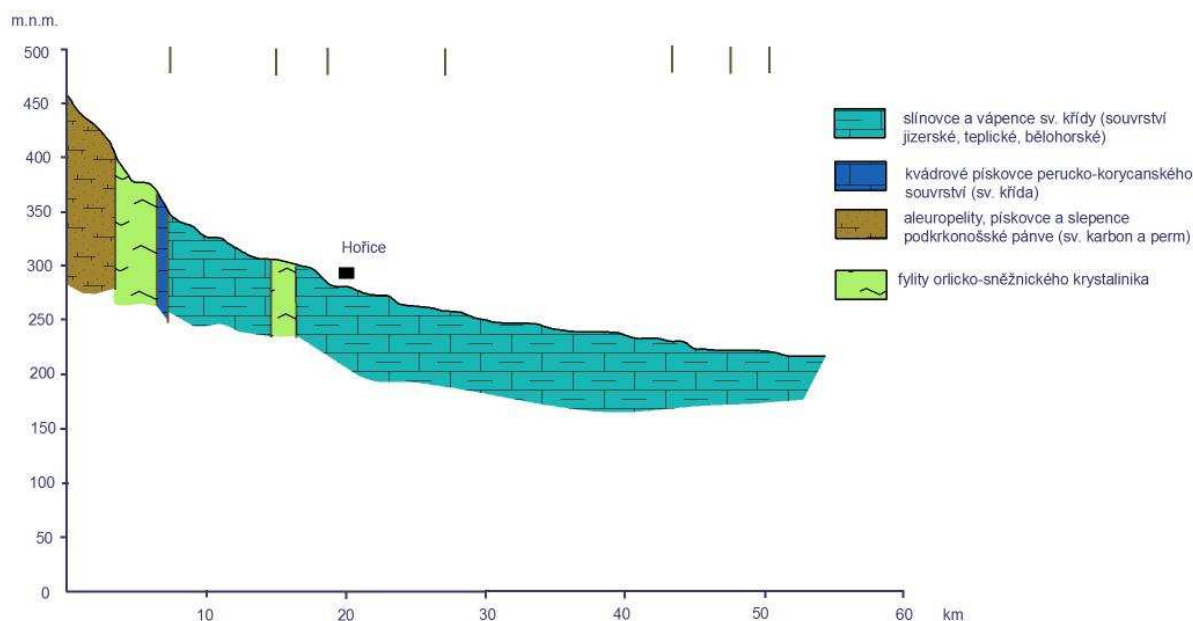
4.3.4. Bystřice

Říčka Bystřice má pramen mezi obcemi Mostek a Horní Brusnice ve výšce 530 m n.m. Ústí do Cidliny v Chlumci nad Cidlinou leží ve výšce 213 m n.m. Délka toku činí 67 km a plocha povodí 356 km² (Kestřánek a Vlček, 1984).

Charakter toku je velmi podobný jako u Javorky. Zpočátku říčka protéká hlubokým erozním údolím s vysokým průměrným spádem, který se před Hořickým hřbetem rychle snižuje až na 2,6 ‰. Údolí napříč hřbetem je však u Bystřice značně odlišné – je zde vytvořeno širší údolí s nivou a pleistocenními terasami a průměrný spád zde dosahuje hodnot okolo 6 ‰. Na dolním toku je již vytvořeno mělké široké údolí podobně jako u Cidliny a Javorky, s velmi nízkým průměrným spádem - okolo 0,5 ‰ (Balatka a Sládek, 1962).

Geologické poměry na Bystřici jsou také velmi podobné jako u sousední řeky Javorky. Na počátku toku je podloží tvořeno karbonským kumburským souvrstvím, v hlubokém údolí u

Vřesníku vystupují fylity, metadroby a pískovce orlicko-sněžnického krystalinika (Mísař et al., 1983). Nad Miletínem se vyskytují kvádrové pískovce korycanských vrstev, které stejně jako u Javorky a Cidliny tvoří morfologicky výraznou hranu nad sníženinou v okolí Miletína (ČGS, 2003). Tato sníženina se již nachází na podloží tvořeném opukami a jílovci (viz Javorka). V údolí napříč Hořickým hřbetem jsou na rozdíl od Javorky odkryty pouze horniny orlicko-sněžnického krystalinika, i v tomto případě se jedná o fylity (permokarbonské horniny se zde vyskytují jen minimálně). Geologická stavba pod Hořicemi je již prakticky totožná jako u Cidliny a Javorky (Mísař et al., 1983).



Obr. č. 20 : Podélný profil toku Bystřice + geologická situace. Svislé úsečky nad profilem znázorňují tektonické zlomy, které vodní tok kříží.

Popis a interpretace vlivu litologie a tektoniky na tok Bystřice

Charakteristiky toku Bystřice jsou velmi podobné sousední Javorce. Na spádové křivce se vyskytuje několik výrazných schodů, které se objevují na místech s analogickou litologickou a tektonickou stavbou jako na Javorce. I v případě Bystřice je v podloží permokarbonské odkryto orlicko-sněžnické krystalinikum. Gradient je zde poněkud nižší než na Javorce, přesto však výrazně překonává průměry celého toku Bystřice – dosahuje hodnot okolo 17 ‰. Velmi záhy po proudu následuje knickpoint, který se vytvořil v důsledku vystupujících korycanských kvádrových pískovců, které i v tomto případě tvoří morfologicky výraznou hranu hřbetu jako u sousední Javorky. Výrazný rozdíl ve charakteru reliéfu byl pravděpodobně kromě litologie způsoben i tektonikou, nicméně ani Bystřice přímo neprotéká přes zlom, který je paralelní s hranou hřbetu a současně s polohami korycanských pískovců

(tj. SZ-JV). Krystalinické horniny jsou odkryty také v údolí, které prochází Hořickým hřbetem. Údolí se svým tvarem i geologickou situací poněkud liší od údolí Javorky (viz výše). Podle předpokladu se v odolnějších krystalinických horninách spád řeky mírně zvyšuje, a to na 6 ‰, což je více než v okolním plochém reliéfu. Zajímavé však je, že největší zlom ve spádu přichází až v místech, kde řeka opět protéká křídovými sedimenty. Hodnoty gradientu zde dosahují 13 ‰. Tento knickpoint se ovšem stále nachází v průlomovém údolí skrz Hořický hřbet. Pokud tedy nemůžeme jeho vznik vysvětlit změnou litologické stavby, mohla by mít na jeho vzniku podíl tektonická stavba, respektive možné recentní tektonické pohyby. Hořický hřbet je z jižní i severní strany tektonicky omezen zlomy SZ-JV směru. Prokázat případný výzdvih Hořického hřbetu je však bez přesných datovacích metod takřka nemožné. Dolní tok Bystřice má již podobný charakter jako Cidlina a Javorka, tj. monotónní horninová stavba s občasnými tektonickými poruchami, které se však na povrchu nijak zásadně neprojevují. Případné zlomy ve spádu je třeba zdůvodnit rozsáhlým antropogenním přetvořením dolních toků těchto řek. Směr Bystřice není pravděpodobně přímo ovlivňován litologickou stavbou nebo směry zlomů. Za zmínku však jistě stojí velmi podobná orientace toku Bystřice a Javorky těsně před Hořickým hřbetem, v údolí skrz hřbet a těsně za hřbetem. Obě řeky tečou nad Hořickým hřbetem v S-J až SZ-JV směru, těsně před elevací se velmi prudce stáčí do V-Z směru, aby skrz samotný hřbet a za ním tekly opět v SZ-JV směru. Interpretace tohoto jevu není jednoznačná. Litologická i geomorfologická situace je u obou toků velmi podobná, ne však totožná. Tento jev lze interpretovat tektonickou aktivitou, avšak doložit tuto hypotézu je nesnadné.

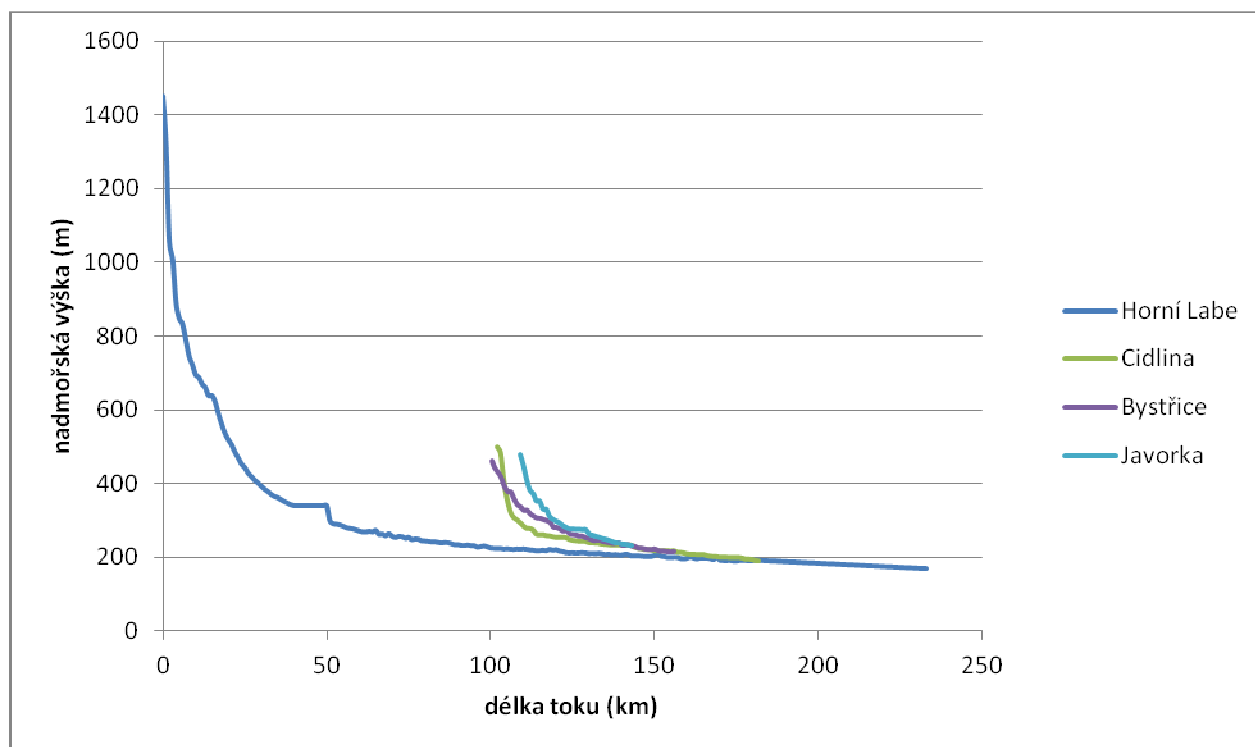
Hodnoty sinuosity jsou opět velmi podobné situaci na řece Javorce. Na horním toku nejsou hodnoty příliš vysoké (max. 1,15), v plochém reliéfu před Hořickým hřbetem sinuositá roste (až na 1,2); v údolí skrz Hořický hřbet klesá až 1,06. Dále po proudu již sinuositá plynule roste (na 1,12) a jistě by rostla až k soutoku s Cidlinou, nebýt výrazného antropogenního vlivu (viz Příloha II., obr. č. 6). Nejspodnější úsek Bystřice je již dlouhou dobu intenzivně narovnáván a jinak přizpůsobován antropogenními aktivitami (ČÚZK, 2006).

4.3.5. Závěr o Labi, Cidlině, Bystřici a Javorce

Horní a střední Labe má obecně velmi vyrovnanou spádovou křivku. Pokud se již vyskytují nějaké stupně, či jiné nepravidelnosti, děje se tak takřka výhradně na horním toku. Horní tok se vyznačuje pestrá geologickou stavbou a proto jsou zde pro změny spádových poměrů vhodné podmínky. Naopak střední tok Labe již protéká po velmi uniformním geologickém podloží, kde nejsou ani litologické a tektonické předpoklady ke vzniku spádových stupňů.

Vyrovnaná spádová křivka svědčí o dlouhodobém, tektonickými procesy nenarušovaném, vývoji řeky. Orientace toku se na horním Labi řídí spíše tektonickou situací. Litologická stavba zasahuje do orientace toku méně, ale často velmi výrazně (Labská soutěska). Na dolním toku hraje hlavní roli litologická stavba. Je to dáno jednak sedimentárními horninami v podloží, ale také silnou vrstvou kvartérních sedimentů v české křídové pánvi. Sinuosita volných meandrů narůstá směrem po proudu společně s velikostí (šířkou koryta) řeky. Tento prvek geometrie je však velmi postižen silnou antropogenní činností podél řeky Labe. Tři přítoky Labe – Cidlina, Bystřice a Javorka se dají mezi sebou dobře porovnávat pro jejich podobnost. Geologická i tektonická situace podél jejich toků je velmi podobná, téměř totožná. Po pramenné oblasti v permokarbonských horninách se nachází většina jejich toku v horninách křídových. Velmi podobné jsou i spádové křivky toků. Mírně se odlišuje Cidlina, která má pramennou oblast ve vyšší nadmořské výšce a mj. díky tektonické situaci spád na prvních kilometrech toku klesá rychleji než u zbývajících dvou toků. Spádové křivky všech toků jsou poměrně vyrovnané, nejvíce asi u řeky Cidliny. Tento tok je největší a protéká také po nejvíce jednotvárném horninovém podloží. Ostatní dva toky ve své střední části překonávají Hořický hřbet, který způsobuje drobné změny v jejich spádové křivce (a také v orientaci toku). Javorka a Bystřice reagují spádovými poměry a orientací toku při překonávání Hořického hřbetu velmi podobně, i přesto, že geologické podmínky podél jejich toků jsou na Hořickém hřbetu mírně odlišné. To by mohlo podporovat teorii, že Hořický hřbet je tektonicky vyzdvižená elevace (kde je výzdvih pravděpodobně mladšího data než vznik vodních toků). To by bylo i v souladu s dříve publikovanými pracemi (Balatka a Sládek, 1962). Na horních tocích převládá orientace toků podle tektonické stavby. Na dolních tocích již zlomová tektonika nemá znatelný dopad na orientaci, pravděpodobně díky nižší odolnosti hornin a také silné vrstvě kvartérních sedimentů. Jak Bystřice, tak Cidlina prodělávají na svých tocích nápadnou a náhlou změnu směru toku (ze S-J na V-Z). Tyto ohyby nemůžeme interpretovat pomocí zlomové tektoniky nebo litologie podloží (viz Příloha IV, obr.č. 1). V literatuře (Balatka a Sládek, 1962) se však uvádí, že na dolních tocích došlo v pleistocénu několikrát k přeložení toku Labe i Cidliny a vzniku těchto ohybů. Na Cidlině, Bystřici a Javorce nejsou vyvinuty zakleslé meandry. Sinuosita volných meandrů roste spolu s velikostí toku (šířkou koryta) směrem po proudu. Jedinou výjimkou jsou úseky Bystřice a Javorky skrz Hořický hřbet kde díky tektonické (?) aktivitě (viz výše) sinuosita klesá. Obecně ovlivňuje Labe a jeho zpracovávané přítoky jak litologická tak tektonická stavba. Na horních částech řek, v odolnějších horninách, převládá vliv tektoniky. Na dolních tocích má výraznější vliv litologie. Dlouhodobé tektonické pohyby v této oblasti jistě existují a

existovaly, na parametrech těchto vodních toků se však příliš neprojevují. Výjimkami je elevace Hořického hřbetu, případně výzdvih železnohorského proterozoika u Týnce nad Labem.



Obr. č. 21: Srovnání podélných profilů horního a středního Labe, Cidlina, Bystřice a Javorky.

5. Diskuze

V problematice vlivu litologie na spádové poměry toku existuje poměrně vzácná shoda mezi výsledky této práce a názory v literatuře. Téměř všeobecně se uznává, že odolnost horniny má výrazný dopad na spádovou křivku, respektive čím odolnější hornina, tím vyšší gradient toku. Ze zahraničí toto potvrzují práce Whippleho et al.(2002), Jansena (2006) a dalších. V prostoru Českého masivu nebyly podobné studie prováděny v širším měřítku, nicméně vliv litologie potvrzuje řada prací, ať už spíše geologických (Chábera, 1982; Tyráček 2004) nebo spíše geomorfologických a hydrologických (Pilous, 1999; Balatka a Sládek, 1962). Vliv litologie může pozměňovat celá řada výjimek (Jansen, 2006; Lifton et al., 2009), ale zpravidla je litologické složení jedním z nejsilnějších činitelů ovlivňující spádovou křivku. Stupně na spádové křivce jsou někdy vysvětlovány i zpětnou erozí (Balatka a Sládek, 1962), to je v souladu s některými získanými výsledky (např. horní Vltava). Vliv litologické stavby na orientaci toku není touto prací zcela jasně prokázán. Pokud byla změna směru toku díky litologii zaznamenána, bylo tomu tak většinou v krystalinických horninách. Řada prací ze zahraničí (Harden, 1990) změny směru iniciované litologickými změnami v sedimentech popisuje, na tocích zkoumaných touto prací však toto nebylo prokázáno. V české literatuře je často zmiňován vliv litologie na orientaci toku (Balatka a Sládek, 1962; Chábera et al., 1985), například u Berounky. V tomto případě se však nepodařilo na základě získaných výsledků podobnou změnu orientace bezpečně prokázat. Litologická situace ovlivňuje také sinuositu a to zejména tak, že v málo zpevněných horninách je umožněn vznik volných meandrů. Tento obecně známý jev (Garde, 2006), byl zjištěn prakticky na všech zkoumaných tocích. Vliv litologického složení na tvorbu zakleslých meandrů je velmi komplikovaný problém, často řešený v zahraničí (Harden, 1990), u nás však téměř vůbec (nepříliš vhodné geologické podmínky). Vztah mezi litologickým složením a sinuositou tato práce neobjasňuje, ani názory z literatury nejsou jednotné (Harden, 1990; Barbour, 2008). Volné meandry se vytvářejí pouze v nezpevněných, v místních podmínkách zejména kvartérních, sedimentech. Zde je vliv litologické stavby patrný. Méně jasný je již vztah mezi litologickým složením a hodnotami sinuosity. Podle (Zellera 1967a in Julien, 2002) se hodnoty sinuosity řídí zejména závislostí na velikosti vodního toku, respektive šířce jeho koryta. U zakleslých meandrů je situace ještě složitější, na rozdíl od volných meandrů zde může hrát roli i zlomová tektonika. V rámci této práce byl zkoumán vztah mezi gradientem vodního toku a hodnotami sinuosity

volných/zakleslých meandrů. Pokud by byla zjištěna kladná korelace mezi gradientem a hodnotami sinuosity, mohla by být sinuosit významným ukazatelem např. tektonických pohybů v oblasti. Jinak řečeno, podle původního předpokladu by vyšší hodnoty gradientu spojené s vyššími hodnotami sinuosity mohly ukazovat na oblast, která prodělává (-la) tektonický výzdvih. Zkoumaný vztah jsou na grafech v Příloze V. Je patrná mírná korelace mezi gradientem a hodnotami sinuosit u volných i zakleslých meandrů. U zakleslých meandrů se tomuto trendu vymykají Lužnice a Mže, kde platí vztah – menší gradient = vyšší sinuosit. Tento vztah je v souladu s výsledky, které získal Harden (1990) v Coloradu. Zde sice panují odlišné litologické podmínky, ale pravděpodobně zde také nedocházelo k tektonickému výzdvihu. Odlišné poměry gradientu a sinuosity tak mohou u těchto řek znamenat, že zde byly zakleslé meandry vytvořeny jiným způsobem než tektonickým výzdvihem.

Zlomová tektonika ovlivňuje spádové poměry zcela prokazatelně v oblastech, kde dochází k rychlým a výrazným tektonickým pohybům (Burbank a Anderson, 2006; Maroukian et al., 2008 aj.). V tektonicky klidnějších oblastech, jako je Český masiv, nebývají tyto projevy zkoumány často. Ale i zde se vyskytují případy tektonického vlivu na spádovou křivku (Carretier et al., 2006). V Českém masivu se touto problematikou zabývala například Štěpančíková et al. (2008), kdy prokázala vliv tektoniky na spádovou křivku. Výsledky této diplomové práce vliv zlomové tektoniky nevyklučují, nicméně tento vliv není pravděpodobně příliš častý a vyskytuje se pouze v místech nedávné nebo současné tektonické aktivity (Kopecký, 1972). Orientaci vodních toků podle zlomové tektoniky popisují např. práce Gerrarda (1988) nebo Riboliniho a Spagnola (2008). Také v Českém masivu je vliv zlomové tektoniky na orientaci řek často zmiňován (Chábera et al., 1985; Balatka a Sládek, 1962). Výsledky této práce jsou velmi podobné názorům z literatury. Vodní toky se přednostně podle zlomových struktur orientují v odolných horninách. V horninách méně odolných již tato orientace zcela prokazatelná není, ačkoli se takové případy vyskytují. Tato práce naznačuje vliv tektoniky na sinuosit, respektive její pokles v úsecích, kde vodní tok probíhá paralelně s tektonickým zlomem. Ačkoli je zde vliv tektoniky velmi pravděpodobný, podobné výsledky se v dostupné literatuře neobjevují. Vliv regionálních tektonických pohybů na spádové poměry vodních toků, orientaci a sinuosit v Českém masivu naznačuje řada autorů (Chábera, 1982; Kopecký, 1972; Balatka a Sládek, 1962). I některé výsledky této práce mohou ukazovat na silný vliv tektonických pohybů na parametry vodních toků. Bez dalších metod (datování) však tato teorie zůstává neprokázanou.

Na základě některých naměřených parametrů se můžeme domnívat, že regionální tektonické pohyby ovlivňovaly vývoj horní Vltavy, Lužnice a Malše více, než ostatní vlivy. Podobný

názor zastává i Chábera (1982), Jonáš, (1926 in Balatka a Sládek, 1962) nebo Čech (1955 in Balatka a Sládek, 1962). Bez dalších metod (viz výše) však tyto hypotézy zůstávají neprokázané, ačkoli jsou podle dostupných výsledků velmi pravděpodobné.

Povodí Berounky naopak podle získaných výsledků vyvíjelo bez výraznějších tektonických vlivů. Zdejší toky mohou být starší v porovnání se současnou podobou toků v povodí horní Vltavy. Podobný vývoj přepokládají například i Tyráček a Havlíček (2009), kteří větší stáří Berounky dokládají miocenními sedimenty.

Na parametry toků a vývoj horního Labe, Cidliny, Bystřice a Javorky působí nebo působilo více různých vlivů. Na horních tocích těchto řek je to většinou litologická situace a orientace zlomové tektoniky. Regionální pohyby se zde zřejmě příliš neuplatňovaly. Na dolních tocích řek je vliv geologické stavby na toky nejasný a pravděpodobně zde do hry vstupují ještě jiné vlivy. To je v souladu s názory Balatky a Sládka (1962) a Ložka (1973), kteří na dolních tocích Cidliny a Labe předpokládají silný vliv klimatu a hydrologických podmínek.

V pleistocénu zde došlo několikrát k zásadní změně orientace toku, zejména díky odlišným depozičním podmínkám fluvialních sedimentů. Podobné změny nebyly a nemohly být v této práci zaznamenány, protože měřené parametry se nezepevněných kvartérních sedimentů a říčních teras dotýkají jen omezeně.

6. Závěr

V této práci byly zkoumány 3 skupiny vodních toků v Českém masivu – Berounka a její zdrojnice; Vltava, Malše a Lužnice; Horní a Střední Labe, Cidlina, Bystřice a Javorka. Tyto skupiny byly vybrány proto, že mají navzájem velmi odlišnou geologickou stavbu, která je však zároveň velmi pestrá. Zmíněné geologické podmínky podle původních předpokladů ovlivňují mnoha různými způsoby řeky a říční sítě, a umožňují mimo jiné srovnání mezi jednotlivými skupinami vodních toků.

Zkoumána byla platnost teoretických předpokladů o vlivu litologie, zlomové tektoniky a dlouhodobých tektonických pohybů na některé geometrické parametry vodních toků – spádovou křivku, gradient, orientaci vodního toku a sinuositu. V rámci této práce byly také zkoumány možné vztahy mezi těmito parametry, respektive jejich závislost na sobě a na geologické situaci.

Spádové poměry jsou na sledovaných tocích ovlivňovány především litologickou stavbou. V různorodém Českém masivu se často střídají různé typy hornin s odlišnou odolností, které ovlivňují hodnoty spádu vodních toků. Velmi často je na sledovaných tocích splněn předpoklad, že spád roste v odolnějších horninách. Tyto rozdíly ve spádu existují v krystalinických horninách i v sedimentech, největší jsou však v případech velkého rozdílu odolnosti horninových typů. Největších spádů dosahují vodní toky v granitoidech a metavulkanitech. V sedimentech je naopak spád většinou mírný. V některých případech může rozdíly v odolnosti silně ovlivnit tektonická stavba. V případě, kdy vodní tok sleduje zlom, který prochází oběma horninovými typy (s různou odolností), nedochází zpravidla k velké změně ve spádu. Je to dáno pravděpodobně velmi nízkou odolností hornin v „koridoru“ okolo zlomu. Zlomová stavba se na ovlivňování spádových poměrů příliš často nepodílí. Teoreticky by tak k tomu mělo docházet pouze v místech, kde jsou stále (nebo v nedávné době byly) aktivní pohyby podél zlomů. Takových lokalit v Českém masivu není příliš mnoho a případnou zlomovou aktivitu na nich nelze prokázat distančními technologiemi. Zlomy vyskytující se na litologických rozhraních mohou ale doplňovat vliv litologie na spádovou křivku. Stejně jako (dlouhodobou) zlomovou aktivitu, nelze snadno prokázat ani podobné tektonické pohyby (vyklenování vrásových struktur, regionální výzdvih apod.). Přesto existují indicie, že dlouhodobé zdvihy/poklesy mají vliv na spádové poměry některých řek v Českém masivu (zejména Vltava, Lužnice, Malše). V místech vyššího spádu, vyššího SL indexu, sinuosity apod. by mohlo docházet k tektonickému výzdvihu. Všechny tyto ukazatele jsou však nepřímé a bylo by třeba je ověřit i jinými metodami. Na některých tocích se vyskytují

místa s vyšším spádem, která nemůžeme přiřadit k žádnému známému litologickému rozhraní nebo tektonické poruše. Právě tyto stupně ve spádové křivce mohou být indikátory tektonického výzdvihu oblasti. Druhé vysvětlení jejich vzniku může spočívat v migraci stupňů proti proudu toku díky zpětné erozi. Interpretace tedy v tomto případě není jednoznačná.

U toků, jejichž podloží je tvořeno krystalinickými horninami, bývá orientace toku nejčastěji ovlivňována zlomovou stavbou. Je tedy splněn teoretický předpoklad, že v odolných horninách preferují vodní toky méně odolné „koridory“ často vytvořené právě podél tektonických diskontinuit. Spádové poměry jsou zlomovými systémy ovlivňovány jen někdy a to většinou v případech, kdy podél zlomů docházelo, či dochází k vertikálním pohybům. V krystaliniku ovlivňuje vodní toky samozřejmě i litologická stavba. Ta se však projevuje pouze v místech, kde dochází k přechodům mezi horninami s výrazně rozdílnou odolností. Tzn. gradient toku bude více ovlivňovat přechod mezi pararulami a granity, než přechod mezi granity a granulity. Vliv na orientaci toků se objevuje, ale není příliš častý (například čočky odolného amfibolitu v pararulách mohou zapříčinit „odklon“ vodního toku). V sedimentárních horninách není orientace vodních toků jednoznačná. Opět velmi záleží na odolnosti hornin a případné zlomové tektonice. Změna orientace toku např. podle odolnějších vrstev sedimentů nebyla na sledovaných tocích zaznamenána. I v sedimentárních horninách se mohou toky také přednostně orientovat podle tektonických zlomů. Většinou se však jedná o zlomy, které ohraničují sedimentární pánev (třeboňská pánev). Orientace podle vnitropánevních zlomů je již méně častá (podkrkonšská pánev). V případě Českého masivu se totiž poměrně často stává, že oblasti výskytu sedimentárních hornin (třeboňská pánev, česká křídová pánev) stále fungují jako akumulární oblasti a proto jsou zde horniny překryty silnou vrstvou nezpevněných kvartérních sedimentů. Tato vrstva může být někdy natolik silná, že v podstatě odstraní vliv křehké tektoniky a předkvartérní litologie na vodní tok. Ten poté mění své parametry díky kvartérní litologii a také na něj více působí klimatické a hydrologické vlivy. Na přechodech mezi krystalinikem a sedimentárními horninami nebývají změny orientace příliš zásadní, projevují se spíše na spádových poměrech. Změny orientace vodního toku v závislosti na dlouhodobých tektonických pohybech nejsou zcela prokazatelné. V Českém masivu existuje několik oblastí, které bychom podle změn orientace (a podle dalších znaků) mohli označit jako místa tektonického výzdvihu (Středočeská pahorkatina, Šumavské podhůří). Bez přesného datování nebo přesné měřicí sítě je však tato hypotéza obtížně prokazatelná. Vliv geologické stavby na sinuositu vodních toků je jen jedním z mnoha dalších vlivů. Kromě litologického složení a případného tektonického porušení zde hraje roli ještě celá řada jiných

veličin - zejména průtok, šířka koryta, množství sedimentu neseného řekou, velikost sedimentárních částic atd. (Julien, 2002). V rámci zkoumaných řek nebyl zjištěn žádný univerzální vztah mezi geologickou stavbou a hodnotami sinuosity. Podmínky na jednotlivých řekách se od sebe často liší, a proto je třeba posuzovat hodnoty sinuosity odděleně, nanejvýš v rámci jednoho povodí. Jak již bylo řečeno výše, celá problematika meandrů a jejich vztahu k litologii a tektonickým pohybům je velmi komplikovaným problémem a bylo by třeba vytvořit speciální studii této problematiky s širší skupinou vodních toků, datovacími metodami apod. Bez ověření dalšími metodami jsou výsledky pouze na úrovni hypotéz.

Při porovnávání jednotlivých skupin řek můžeme zjistit několik rozdílů. Řeky protékající většinou v krystaliniku a odolných horninách (Berounka a zdrojnice; Vltava, Malše, (horní) Lužnice) většinou svou orientaci řídí podle zlomové tektoniky a spádové poměry kontroluje převážně litologická stavba (viz výše). Ačkoli jsou v tomto obě skupiny řek velmi podobné, existují mezi nimi rozdíly zejména ve tvaru říční sítě a spádových křivkách. Berounka a zdrojnice tvoří říční síť, která se velmi blíží „radiálnímu typu“ říční sítě (Howard, 1985 in Chorley et al., 1985). Také spádové křivky všech toků (kromě Úslavy) jsou výjimečně vyrovnané. To, v kombinaci s dřívějšími pracemi, může znamenat, že povodí Berounky je mnohem starší než povodí Horní Vltavy. Také se můžeme domnívat, že v pramenných oblastech Berounky v subrecentní době nedocházelo k žádným tektonickým výzdvihům nebo poklesům. Pokud ano, byly pravděpodobně menší než v povodí Vltavy. Výjimku tvoří řeka Úslava, jejíž spádová křivka je sice poměrně vyrovnaná, ale nemá typický hyperbolický tvar. To může být jedním ze znaků tektonické aktivity v oblasti. Malše, Lužnice a částečně Vltava se vyznačují velmi nevyrovnanými spádovými křivkami. Tyto toky také často mění orientaci. To vše může svědčit o poměrně aktivním tektonickém vývoji v nedávné minulosti. Skupina toků vlévajících se do Labe se od dvou předchozích skupin výrazně liší. S výjimkou Labe se tyto toky vyskytují pouze na podloží tvořeném sedimenty. Spádové poměry jsou zde převážně určovány litologií, tektonika ovlivňuje orientaci toků, ale pouze v jejich horních částech. Na dolních tocích převládají méně odolné sedimenty, které jsou případně překryty silnou vrstvou kvartérních akumulací. Tato skupina toků neprodělala v subrecentu výrazné tektonické pohyby, usuzovat tak můžeme z vyrovnaných spádových křivek. Výjimkou je oblast Hoříckého hřbetu.

7. Seznam použité literatury a mapových zdrojů

- 2nd Military Survey, Austrian State Archive/Military Archive, Vienna; Laboratoř geoinformatiky Univerzita J.E. Purkyně; Ministerstvo životního prostředí ČR, 2010. *II. vojenské mapování – Františkovo*, 1: 28800, [online] dostupné na: <http://oldmaps.geolab.cz>, [15. července 2012], Laboratoř geoinformatiky Fakulta životního prostředí Univerzity J.E.Purkyně, Ústí nad Labem
- Alvarez, W., 1999. Drainage on evolving fold-thrust belts: a study of transverse canyons in the Apennines. *Basin Research*, 11, p. 267–284.
- Attewell, P.B., Farmer, I.W., 1976. *Principles of engineering geology*. Chapman and Hall, London, 1045 pp.
- Balatka, B., Kalvoda, J., 2006: *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. Kartografia a.s., Praha, 79 pp.
- Balatka, B., Sládek, J., 1962. *Říční terasy v českých zemích*. Nakladatelství československé akademie věd, Praha.
- Barbour, J.R., 2008. *The origin and significance of sinuosity along incising bedrock rivers*. Disertace Ph. D., Columbia University.
- Beavis, S.G., 2000. Structural controls on the orientation of erosion gullies in mid-western New South Wales, Australia. *Geomorphology* 33 (1), p. 59-72
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2006. *Tectonic geomorphology*. Wiley-Blackwell, New York, 274 pp.
- Calkin, P.E., Brett, C.E., 1978. Ancestral Niagara River drainage: Stratigraphic and paleontologic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 89 (8), p. 1140-1154
- Carretier, S., Niviere, B., Giamboni, M., Winter, T., 2006. Do river profiles record along-stream variations of low uplift rate? *Journal of geophysical research*, 111, p. 1-16
- Česká geologická služba, 2003. *Geologická mapa ČR*, 1: 500 000, ČGS, Praha
- Český úřad zeměměřický a katastrální, 2006. *Základní mapa ČR*, 1:10 000, ČÚZK, Praha
- Demek, J., 1988. *Obecná geomorfologie*. ČSAV, Praha, 476 pp.
- Ďoubal, J. 2012. *Posouzení změny reliéfu nivy Labe na základě současného a historického zaměření*, diplomová práce. ČVUT, Praha
- Dudek, A., Malkovský, M., Suk, M., 1984. *Atlas hornin*. Academia, Praha.

Engel, F. L., Rhoads, B.L., Interaction among mean flow, turbulence, bed morphology, bank failures and channel planform in an evolving compound meander loop. *Geomorphology*, 163-164, p. 70-83

Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Wener, M., Oskin, M., Burbank, M., Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45, p. 1-33

Fiala, F., 1977. Proterozoický vulkanismus Barrandienu a problematika spilitů. *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 30, 247 st.

Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L., 2010. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119, p. 172-180

Garde, R.J., 2006. *River morphology*. New Age International (P) Ltd, Publishers, New Delhi.

GEODIS Brno, s.r.o., Mapy.cz, s.r.o., 2012. *Barevná ortofotomapa ČR*, 1: 20000 [online], dostupná na: www.mapy.cz , [15. července 2012], Mapy.cz, s.r.o, Praha

Geologische Bundesanstalt (Geological Survey of Austria); 2012. *Geologische Karte der Republik Österreich (Geological map of Austria)*, 1:50000, [online], dostupné na: <http://www.geologie.ac.at/> [15. července 2012], Geologische Bundesanstalt, Wien

Gerrard., J.A., 1988. *Rocks and landforms*. Unwin Hyman, London, 319 pp.

GISAT, s.r.o., 2007a. *SRTM DEM – Česko*, digitální model, GISAT, s.r.o., Brno

GISAT, s.r.o., 2007b. ASTER GDEM [online], dostupné na: <http://www.gisat.cz/content/cz/produkty/digitalni-model-terenu/aster-gdem> [15. července 2012]

Google Earth 6.1.0.5001. *Česká republika* [online], dostupné na: <http://www.google.com/earth/index.html> [15. června 2012].

Gupta, R.P., 1991. *Remote Sensing Geology*. Springer-Verlag, Berlin. 350 pp.

Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1 (4), p. 421-429

Harden, D., 1990. Controlling factors in the distribution and development of incised meanders in the central Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 102, p. 233-242

Homolová, D., Lomax, J., Špaček, P., Decker, K. 2012. Pleistocene terraces of the Vltava River in the Budějovice basin (Southern Bohemian Massif): new insights into sedimentary history constrained by luminescence data. *Geomorphology*, 161-162, p. 58-72

Horník, S., Chábera, S., Kříž. H., Mičian, L., Quitt, E., 1982. *Základy fyzické geografie*. Státní pedagogické vydavatelství, Praha, 398 pp.

- Huggett R., J., 2003. *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, London, 386 pp.
- Cháb, J., Breitr, K., Fatka, O., Hladil, J., Kalvoda, J., Šimůnek, Z., Štorch, P., Vašíček, Z., Zajíc, J., Zapletal, J. 2008. *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. Vydavatelství České geologické služby, Praha.
- Chábera, S., 1982. *Geologické zajímavosti jižních Čech (Jihočeská vlastivěda řada B)*. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice.
- Chábera, S., Demek, J., Hlaváč, V., Kříž, H., Malecha, A., Novák, V., Odehnal, L., Suk, M., Tomášek, M., Zuska, V., 1985. *Neživá příroda (Jihočeská vlastivěda řada A)*. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice.
- Chaloupský, J., Červenka, J., Jetel, J., Králík, F., Líbalová, J., Píchová, E., Pokorný, J., Pošmourný, K., Sekyra, J., Shrbený, O., Šalanský, K., Šrámek, J., Václ, J., 1989. *Geologie Krkonoš a Jizerských hor*. Academia, Praha, pp. 288
- Chen, D., Tang, C., 2012. Evaluating secondary flows in the evolution of sine-generated meanders. *Geomorphology*, 163-164, p. 37-44
- Chlupáč, I., 1999. *Vycházky za geologickou minulostí Prahy a okolí*. Academia, Praha.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z., 2002. *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha
- Chorley, R.J., Schumm, S.A, Sugden, D.E., 1985. *Geomorphology*. Routledge, London, 605 pp.
- Janoušek, V., Gerdes, A., 2003. Timing the magmatic activity within the Central Bohemian Pluton, Czech Republic: Conventional U-Pb ages for the Sázava and Tábor intrusions and their geotectonic significance. *Journal of the Czech Geological Society* 48 (1-2), p. 70 - 71.
- Jansen, J.D., 2006. Flood magnitude–frequency and lithologic control on bedrock river incision in post-orogenic terrain. *Geomorphology*, 82, p. 39-57
- Julien, P.Y., 2002. *River Mechanics*. Cambridge University Press, Cambridge, 434 pp.
- Kachlík, V., 2001. *Základy geologie*. Karolinum, Praha. 343 pp.
- Kestřánek, J. Vlček, V. (ed), 1983. *Zeměpisný lexikon ČSR. Vodní toky a nádrže*. Academia, Praha
- Kettner, R., 1923. Kambrium skrejsko- tejřovické a jeho okolí. *Sborník Státního geologického Ústavu Československé Republiky*, 3, p. 5-63,
- Kopačková, V., Verner, K., Franěk, J., Martínek, K., Vondrovic, L., Šebesta, J., 2010. *Geologické výzkumné práce v části VÚ Boletice k vymezení potenciálně vhodného území pro umístění hlubinného úložiště*. Tektonická analýza družicových snímků, dílčí zpráva. ČGS, Praha
- Kopecký A., Vyskočil, P., 1969. Současné vertikální pohyby zemského povrchu v západní polovině Českého masivu. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 5, p. 273-281

Kopecký, A., 1972. Hlavní rysy neotektoniky Československa. *Antropozoikum (řada A)*, 6, p. 77-148

Kopecký, A., 1983. Neotektonický vývoj a stavba šumavské horské soustavy. *Antropozoikum*, 15, p. 71-159

Kudrnovský E., Sedlák, P., 2003. Tvary zvětrávání v průlomovém údolí Labe. In: Mentlík, P., Šulc, Z., ed., 2003. *Geomorfologický sborník 2*, KGE ,ZČU, Plzeň

Laboratoř geoinformatiky Univerzita J.E. Purkyně; Ministerstvo životního prostředí ČR, 2010. *III. vojenské mapování Františko-josefské*, 1:25000, [online] dostupné na: <http://oldmaps.geolab.cz>, [15. července 2012], Laboratoř geoinformatiky Fakulta životního prostředí Univerzity J.E.Purkyně, Ústí nad Labem

Lifton, Z.M., Thackray, G.D., Van Kirk, R., Glenn, N.F., 2009. Influence of rock strength on the valley morphometry of Big Creek, central Idaho, USA. *Geomorphology*, 111 (3-4),p. 173-181

Little, T.A., Van Dissen, R., Schermer, E., Carne, R., 2009. Late Holocene surface ruptures on the southern Wairarapa fault, New Zealand: Link between earthquakes and the uplifting of beach ridges on a rocky coast. *Lithosphere* 1, p. 4-28.

Ložek, V., 1973. *Příroda ve čtvrtohorách*. Academia, Praha.

Mahel', M., Malkovský, M., 1984a. *Vysvetlivky k tektonickej mape ČSSR*. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Mahel',M., Kodym, O., Malkovský, M., 1984b. *Tektonická mapa ČSSR*, 1: 500 000, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Malkovský, M., 1975. Paleogeography of the Miocene of the Bohemian Massif. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 50, p. 27-31

Maroukian, H., Gaki-Papanastassiou, K., Karymbalis, E., Vouvalidis, K., Pavlopoulos, K., Papanastassiou, D., Albanakis, K., 2008. Morphotectonic control on drainage network evolution in the Perachora Peninsula, Greece. *Geomorphology* 102 (1), p. 81-92.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J., 1983. *Geologie ČSSR I. – Český masiv*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

Monteiro, K.A., Missura, R., Correa, A.C.B., 2010. Application of the Hack index – or Stream Length - gradient index (SL index) – to the Tracunhaém river watershed, Pernambuco, Brazil. *Geociências*, 29 (4), p. 533-539

Nývlt, D., Engel, Z., Tyráček, J., 2011. Pleistocene glaciations of Czechia. In J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes, ed. 2011. *Developments in Quaternary Science*, 15, Amsterdam, The Netherlands, pp. 37-46.

Ollier, C., Pain, C. F., 2000. *The origin of mountains*. Routledge, London, 368 pp.

- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, 96, p. 504-515
- Pešek, J., Jaroš J., Malý L., Martínek K., Prouza V., Spudil J., Tásler R., 2001. *Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky*. Česká Geologická Služba, pp. 243
- Pilous V., 1999. Hrnce a kotle z kuchyně obrů. *Krkonoše*, 3, p. 2-3
- Pilous, V., 1989. Gemorfologie vodopádu Labského a Obřího dolu v Krkonoších. *Opera Corcontica*, 26, p. 5-49
- Povodí Labe, s.p., 2012. *Vodní díla*. [online], dostupné na <http://www.pla.cz> [15. července 2012]
- Radoane, M., Radoane, N., Dumitriu, D., 2003. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*, 50, p. 293-306
- Rajchl, M., Stehlik, F., 2004. Rekonstrukce holocenních koryt řeky Berounky v oblasti mezi Černošicemi a Lahovicemi. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2004*, 38, p. 67-69
- Ribolini, A., Spagnolo M., 2008. Drainage network geometry versus tectonics in the Argentera Massif (French-Italian Alps). *Geomorphology* 93 (3-4), p. 253-266
- Rosgen, D., 1996. *Applied River Morphology*(2nd edition). Wildland Hydrology, Fort Collins, 350 pp.
- Sedlák, J., Gnojek, I., Verner, K., Franěk, J., Zabadal, S., Motschka, K., Slovák, J., 2011. Geophysical and structural pattern of the Knížecí Stolec pluton and its host rocks in the south-western part of the Moldanubian Zone, Bohemian Massif. *Journal of Geosciences*, 56 (2), p. 143 – 162
- SHOCart, spol. s.r.o., 2012. *Turistická mapa ČR*, 1:50000, SHOCart, spol.s.r.o., Vizovice
- Schumm, S.A., Khan, H.R., 1972. Experimental study of channel patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 83, p. 1755-1770
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, 29 (12), p. 1087–1090
- Strahler, A. N., 1952, Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology, *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11), p. 1117–1142
- Štěpančíková P., Stemberk, J., Vilímek, V., Košťák, B., 2008. Neotectonic development of drainage networks in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacements (Czech Republic). *Geomorphology*, 102, p. 68-80

Troiani, F., Della Seta, M., 2008. The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, 102, p. 159-168

Tyráček J., Havlíček, P., 2009. The fluvial record in the Czech Republic: A review in the context of IGCP 518. *Global and Planetary Change*, 68, p. 311–325

Tyráček, J., Westaway, R., Bridgland, D., 2004. River terraces of the Vltava and Labe (Elbe) system, Czech Republic, and their implications for the uplift history of the Bohemian Massif. *Proceedings of the Geologists' Association*, 115, p. 101-124

Vojenský geografický a hydrometeorologický Úřad, Ministerstvo Obrany ČR, 2003. *Topografická mapa ČR*, 1:50000, VGHMÚř, Dobruška

Vojenský geografický a hydrometeorologický Úřad, Ministerstvo Obrany ČR, GEODIS Brno, s.r.o, 2009. *Historická ortofotomapa Č(S)R*, 1:20000, [online] dostupné na: <http://kontaminace.cenia.cz>, [15. července 2012] CENIA - česká informační agentura životního prostředí, Praha

Waldhausrová, J. 1984. Proterozoic volcanics and intrusive rocks of the Jílové Zone in Central Bohemia. *Krystalinikum*, 17, 77-97.

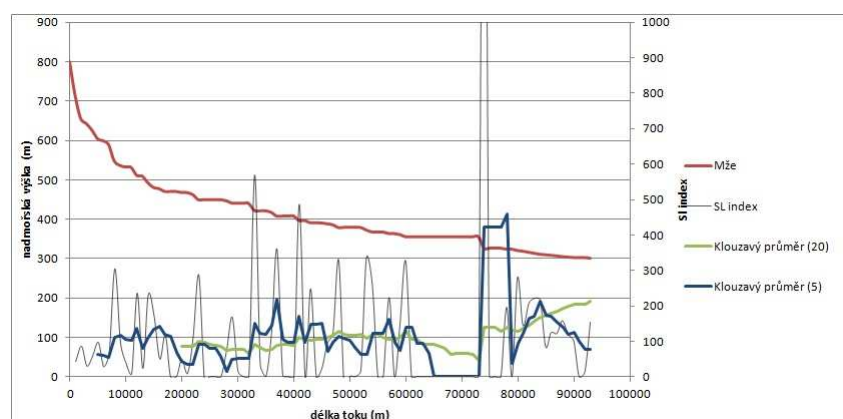
Whipple, K.X., Hancock, G., S., Anderson, R., S., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geology Society of America Bulletin*, 112 (3), p. 490–503

8. Přílohy

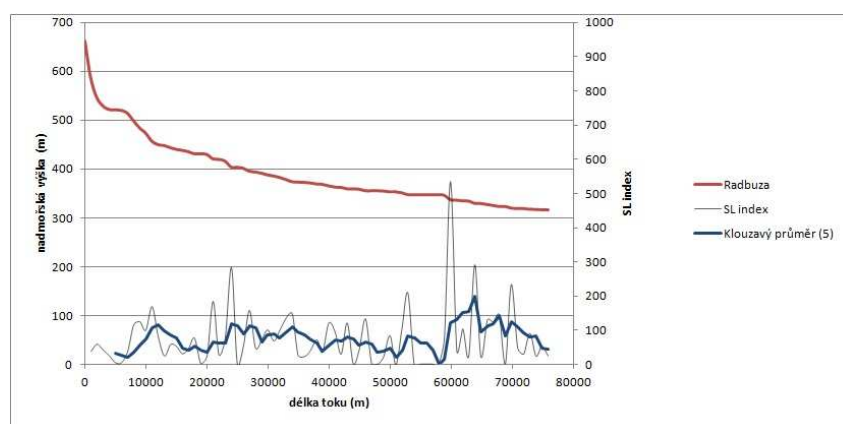
Seznam příloh:

- Příloha I. – Podélné profily a SL indexy vybraných vodních toků
- Příloha II. – Grafy gradientu a sinuosity na vybraných vodních tocích
- Příloha III. – Logaritmické podélné profily vybraných vodních toků
- Příloha IV. – Mapové výřezy znázorňující různé vlivy litologie a tektoniky na vodní toky
- Příloha V. – Grafy vztahu gradientu a sinuosity u volných a zakleslých meandrů

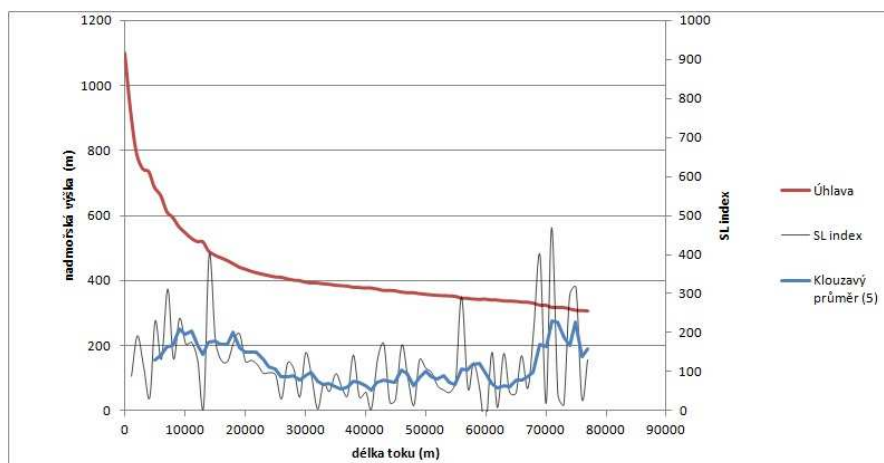
Příloha I.



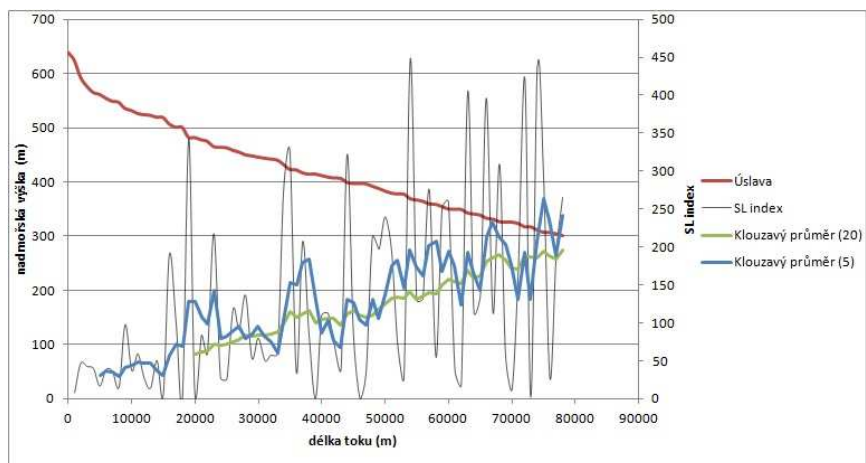
Příloha I., obr.č. 1: Podélný profil + SL index řeky Mže



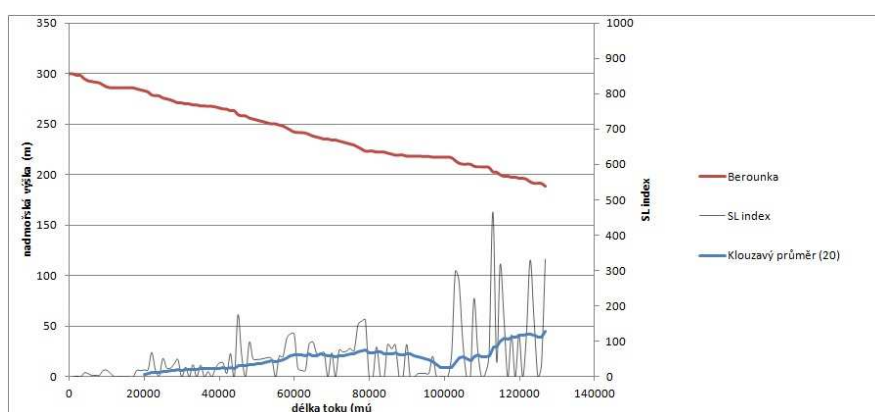
Příloha I., obr.č.2: Podélný profil + SL index řeky Radbuza



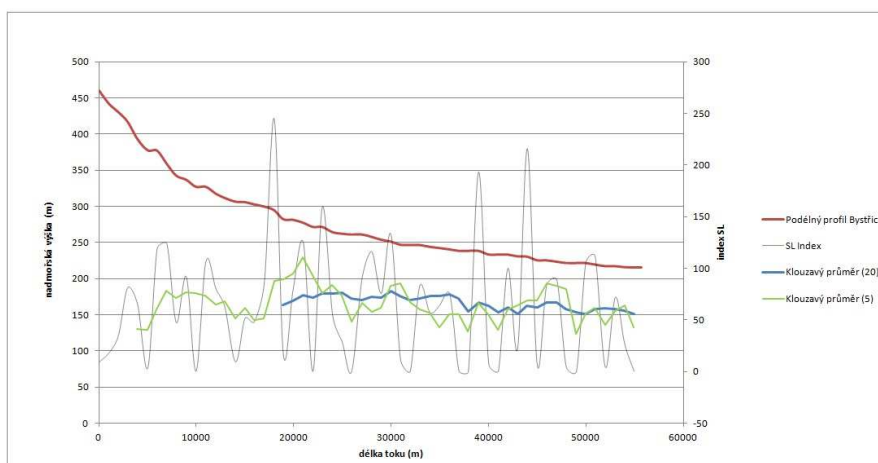
Příloha I., obr.č. 3: Podélný profil + SL index řeky Úhlavy



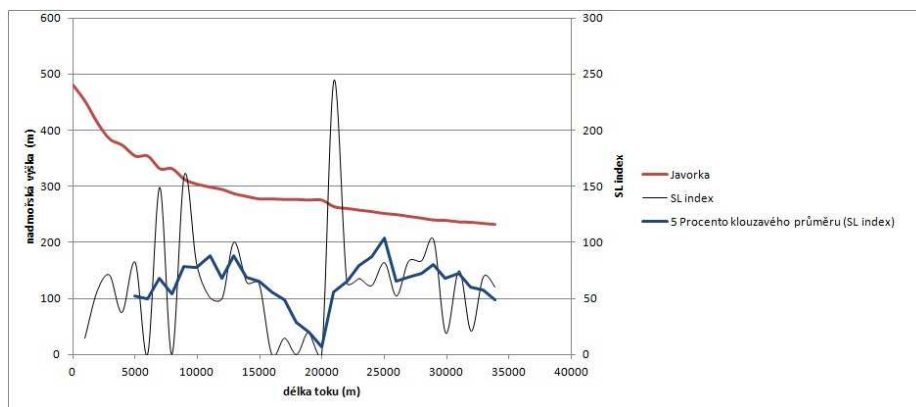
Příloha I., obr.č. 4: Podélný profil + SL index řeky Úslavy



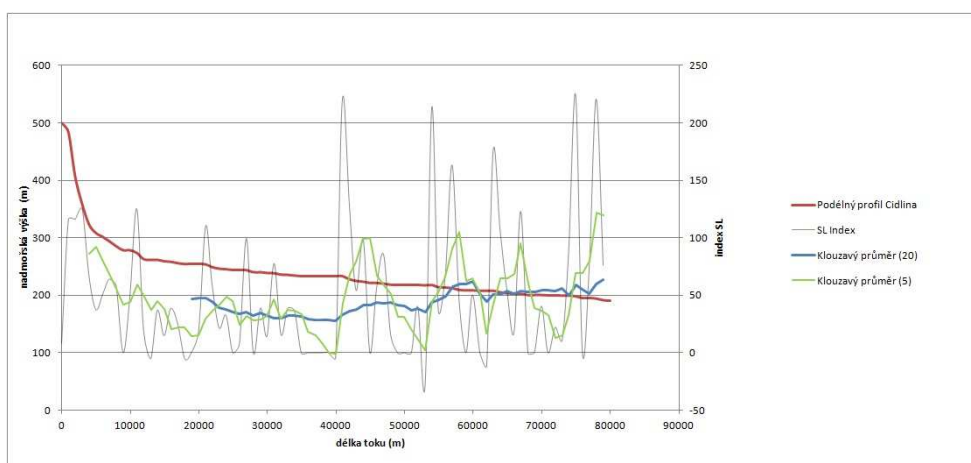
Příloha I., obr.č. 5: Podélný profil + SL index řeky Berounky



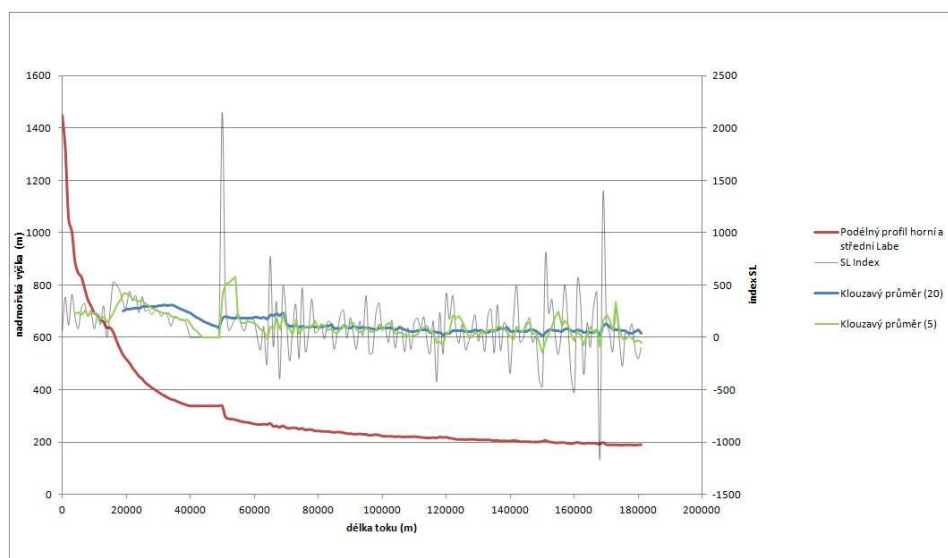
Příloha I., obr.č. 6: Podélný profil + SL index řeky Bystřice



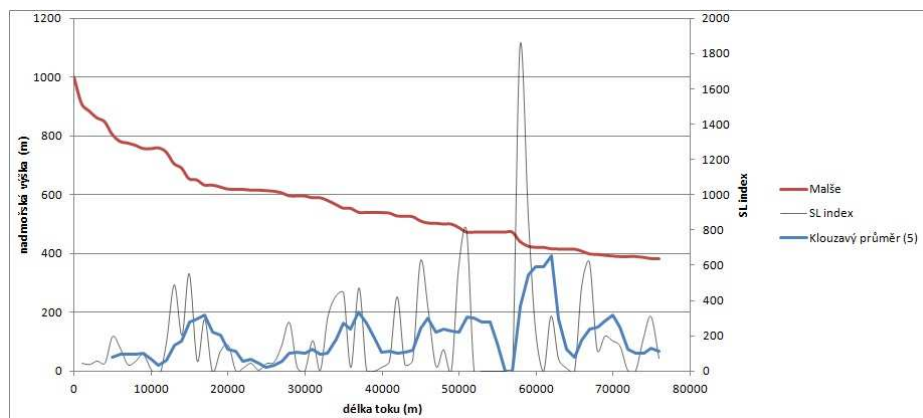
Příloha I., obr.č. 7: Podélný profil + SL index řeky Javorky



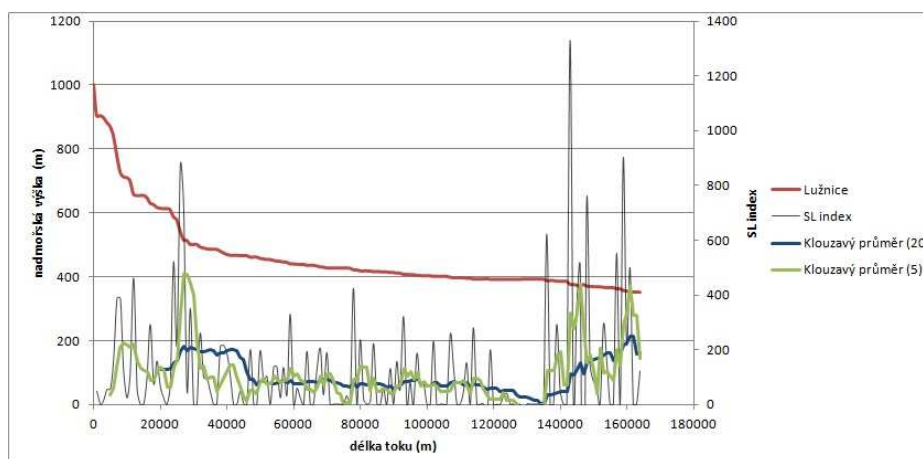
Příloha I., obr.č. 8: Podélný profil + SL index řeky Cidliny



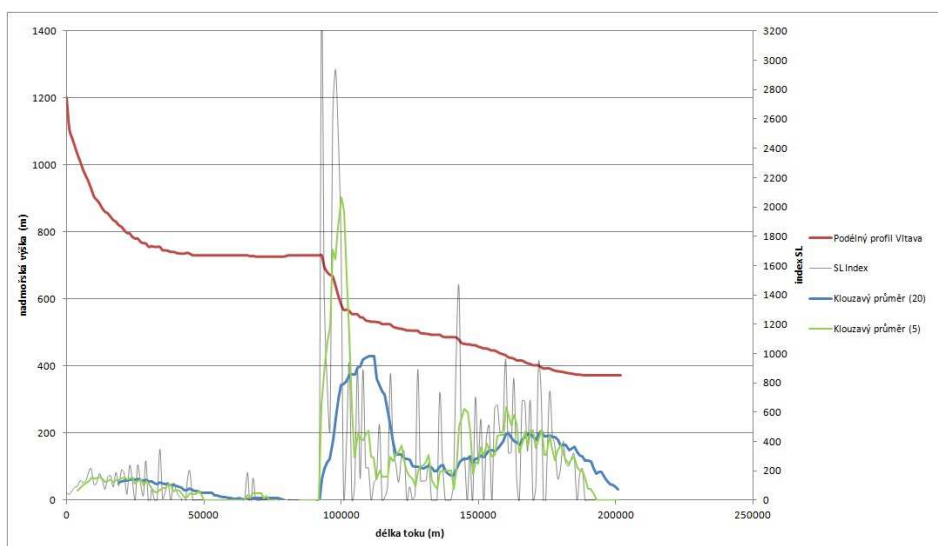
Příloha I., obr.č. 9: Podélný profil + SL index horního a středního Labe



Příloha I., obr.č. 10: Podélný profil + SL index řeky Malše

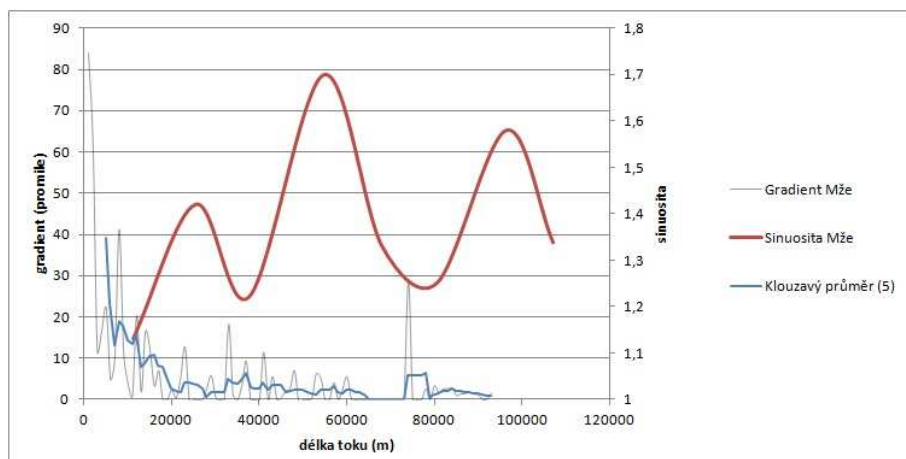


Příloha I., obr.č. 11: Podélný profil + SL index řeky Lužnice

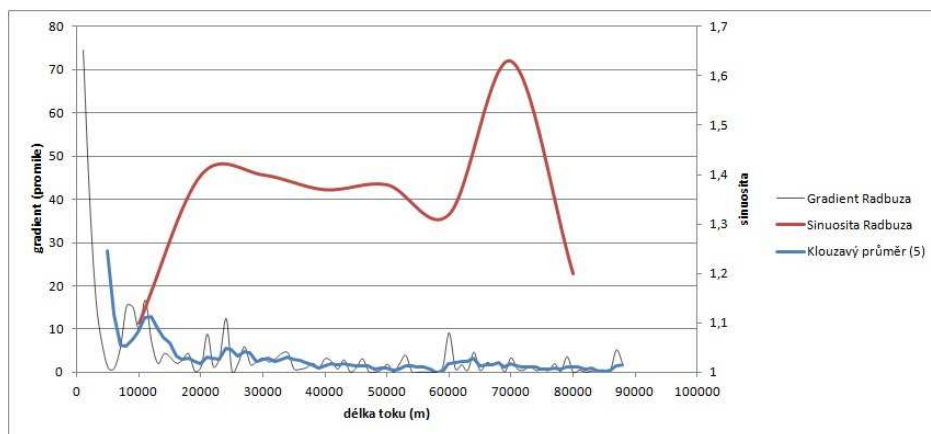


Příloha I., obr.č. 12: Podélný profil + SL index horní Vltavy

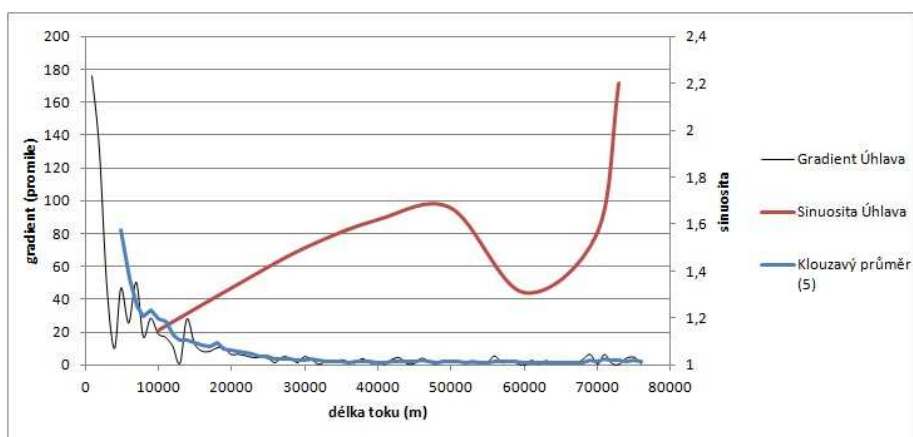
Příloha II.



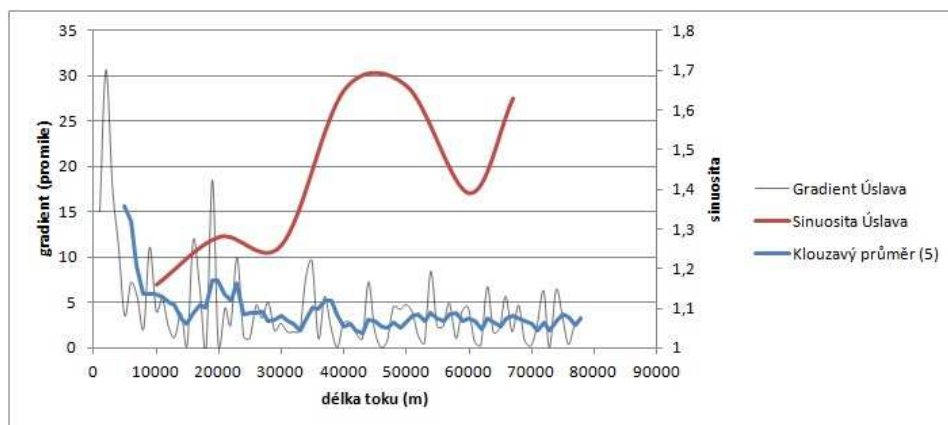
Příloha II., obr. č. 1.: Graf gradientu a sinuosity na řece Mži



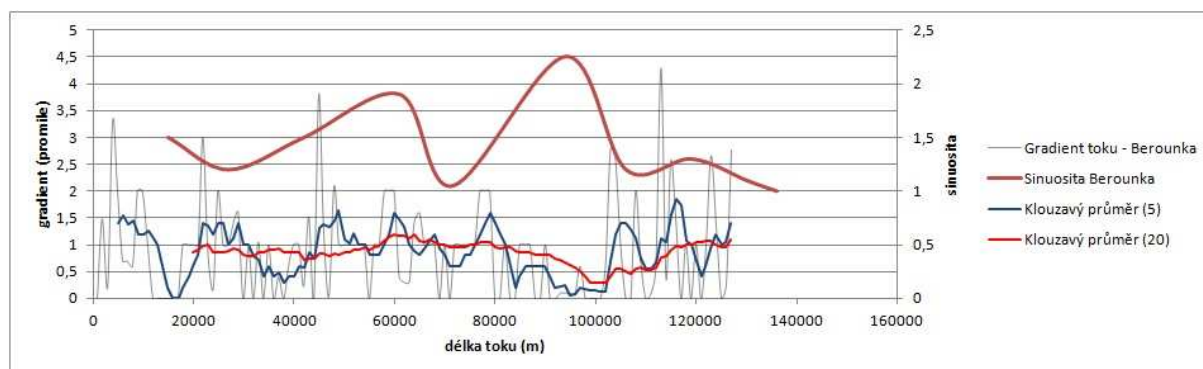
Příloha II., obr. č. 2.: Graf gradientu a sinuosity na řece Radbuze



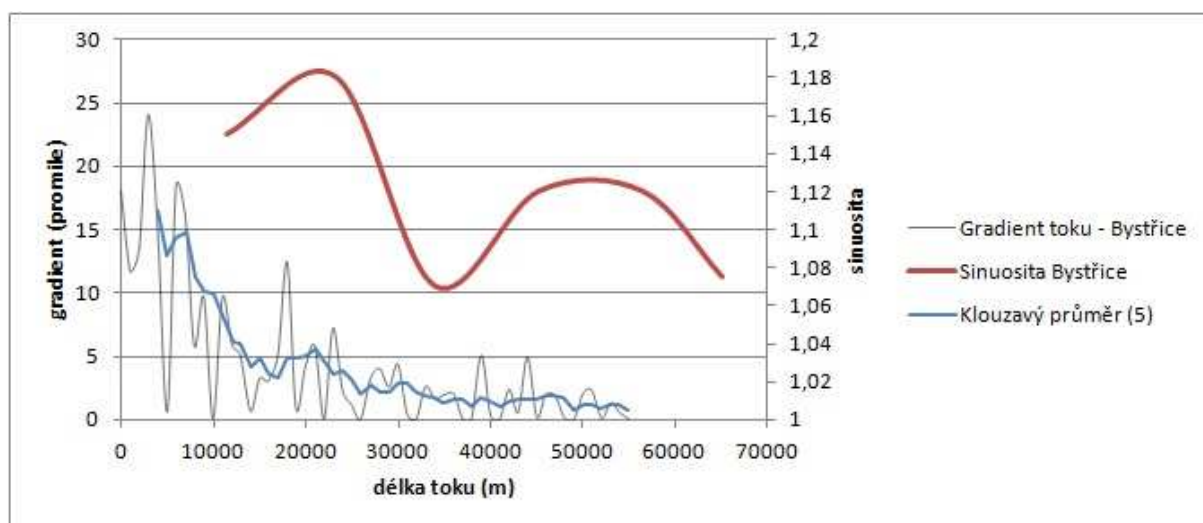
Příloha II., obr. č. 3.: Graf gradientu a sinuosity na řece Úhlavě



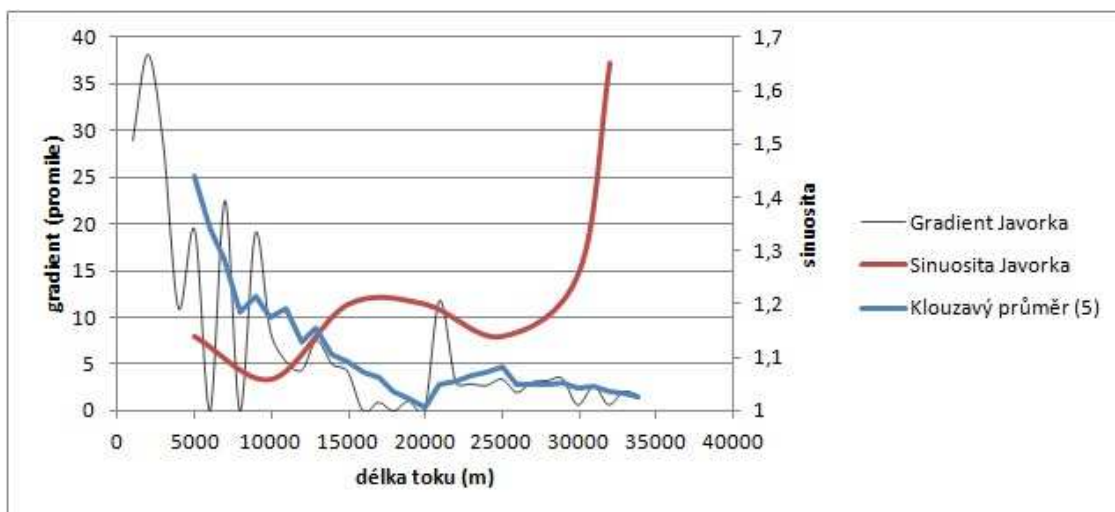
Příloha II., obr. č. 4.: Graf gradientu a sinuosity na řece Úslavě



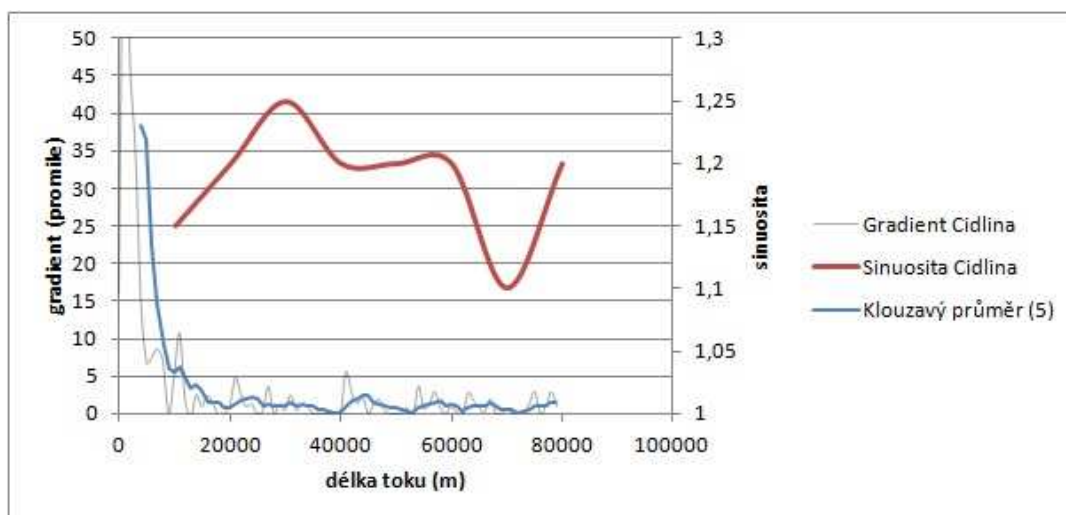
Příloha II., obr. č. 5.: Graf gradientu a sinuosity na řece Berounce



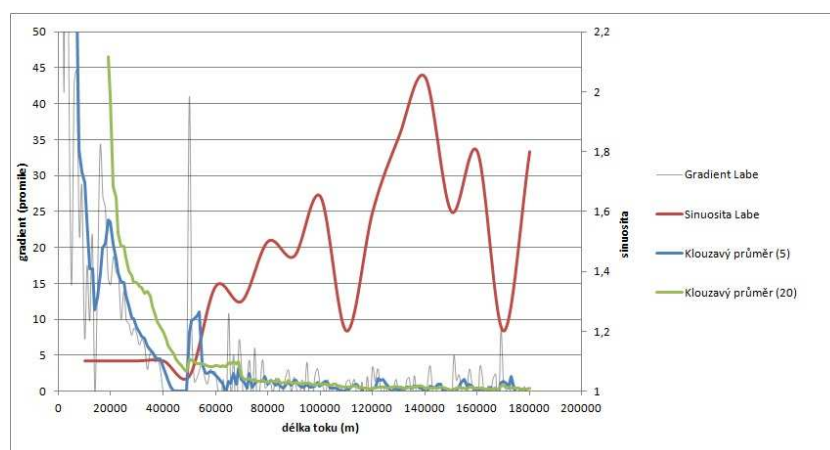
Příloha II., obr. č. 6.: Graf gradientu a sinuosity na řece Bystřici



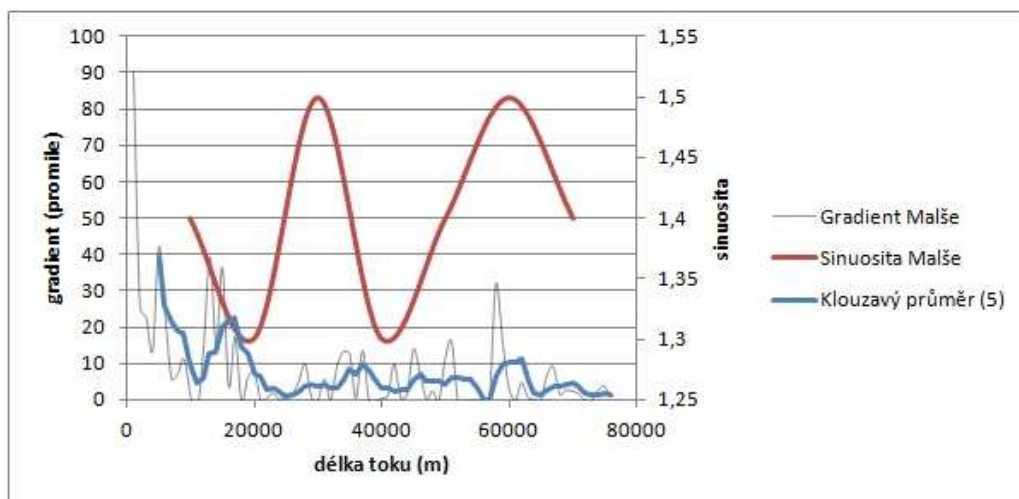
Příloha II., obr. č. 7.: Graf gradientu a sinuosity na řece Javorce



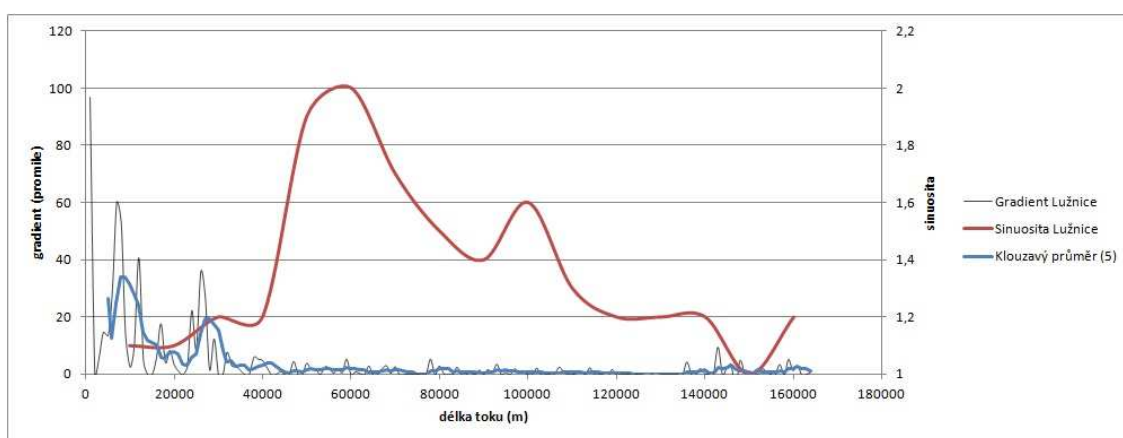
Příloha II., obr. č. 8.: Graf gradientu a sinuosity na řece Cidlině



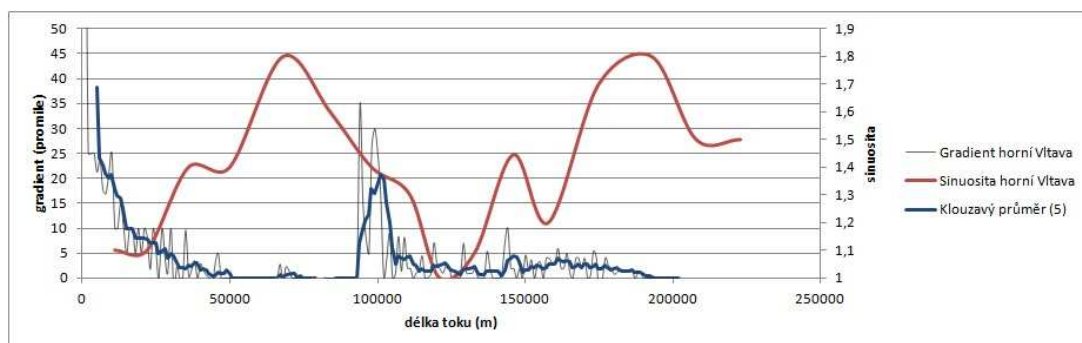
Příloha II., obr. č. 9.: Graf gradientu a sinuosity na horním a středním Labi



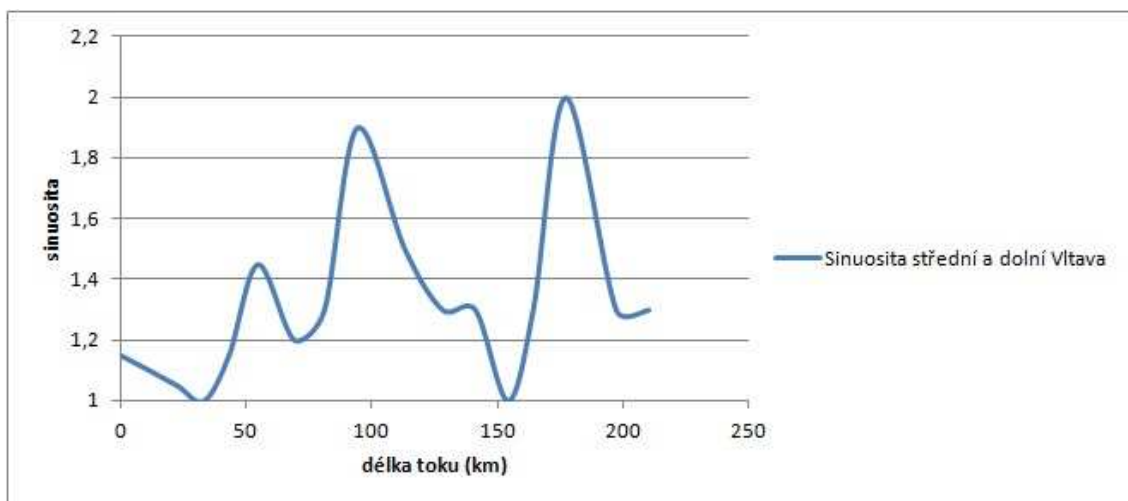
Příloha II., obr. č. 10.: Graf gradientu a sinuosity na řece Malši



Příloha II., obr. č. 11.: Graf gradientu a sinuosity na řece Lužnici

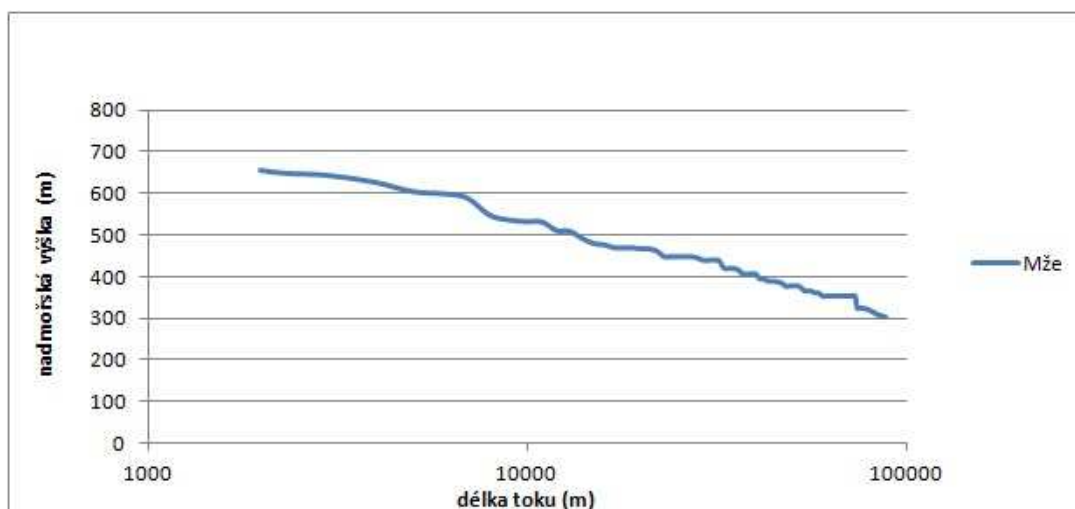


Příloha II., obr. č. 12.: Graf gradientu a sinuosity na horní Vltavě

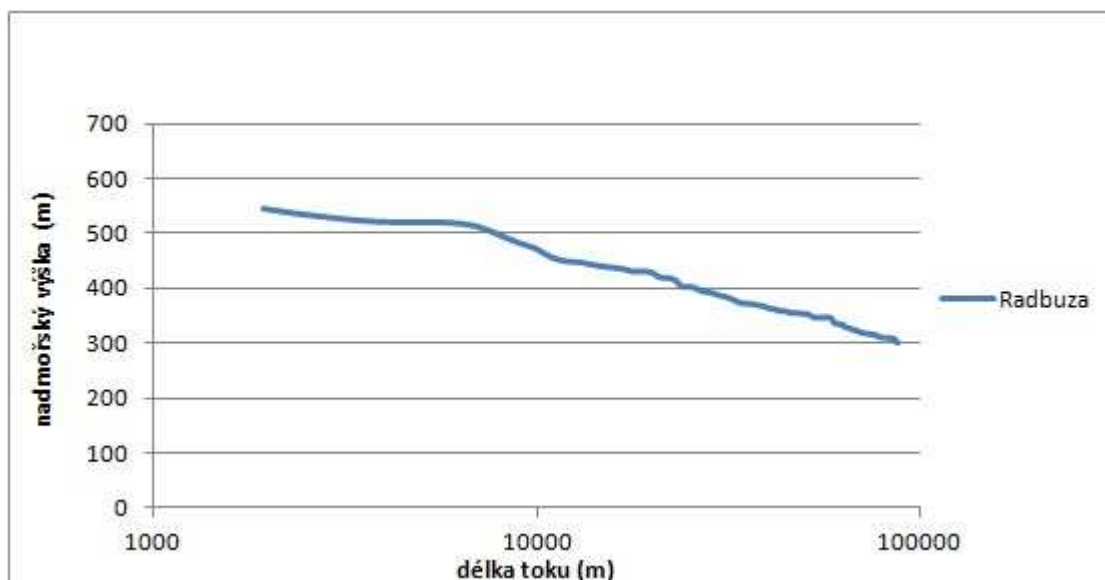


Příloha II., obr. č. 13.: Graf sinuosity na dolní a střední Vltavě

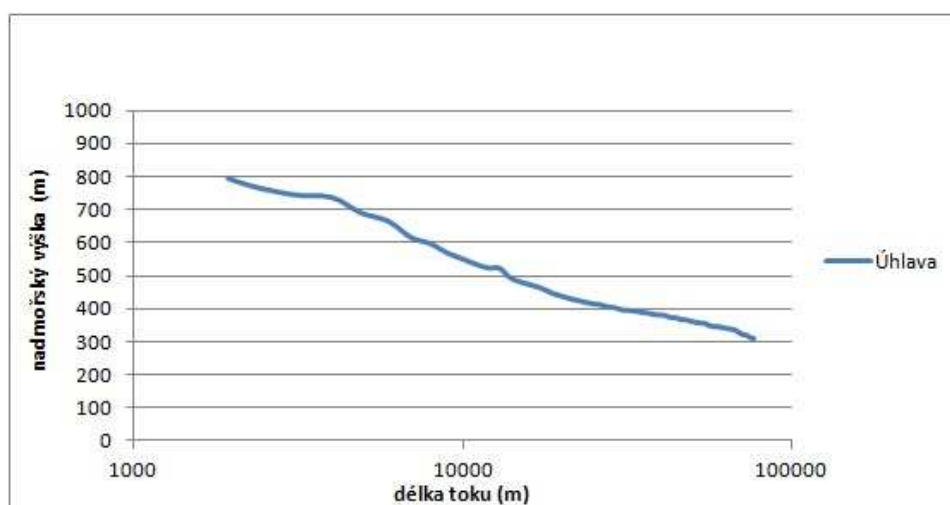
Příloha III.



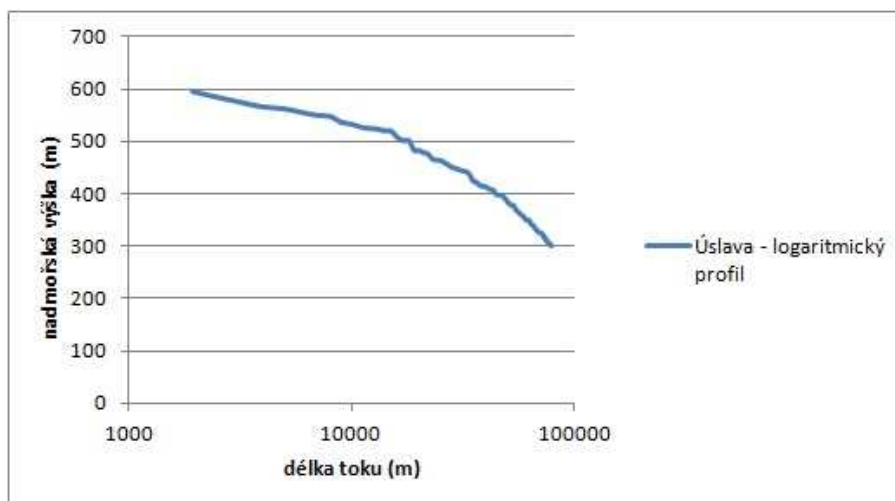
Příloha III., obr. č. 1.: Logaritmický podélný profil řeky Mže



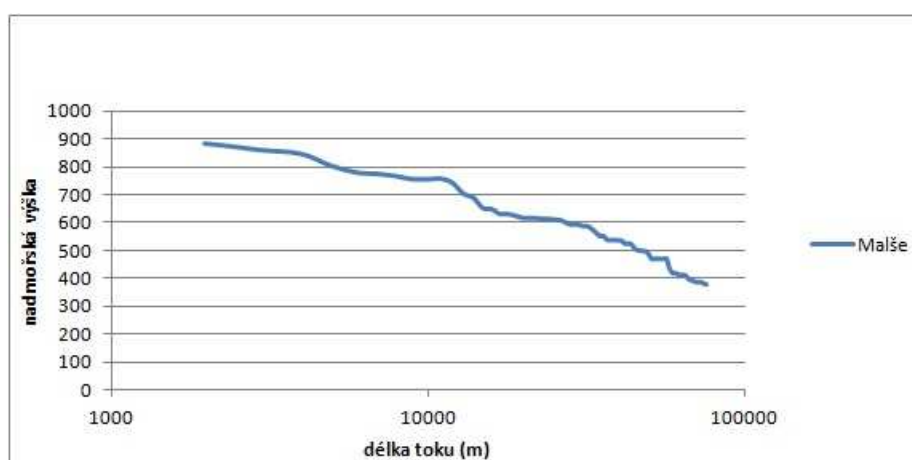
Příloha III., obr. č. 2.: Logaritmický podélný profil řeky Radbuzy



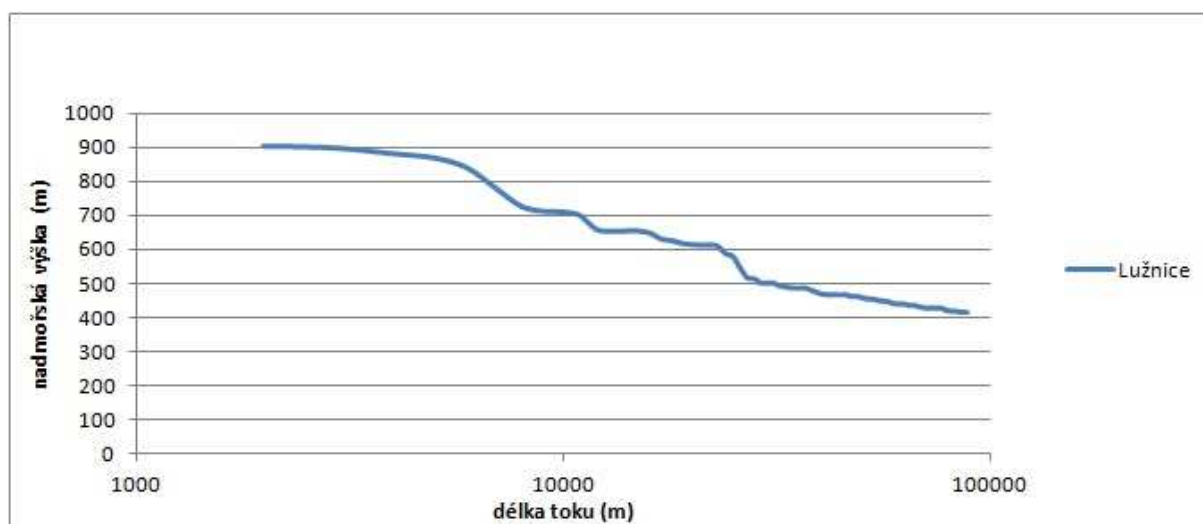
Příloha III., obr. č. 3.: Logaritmický podélný profil řeky Úhlavy



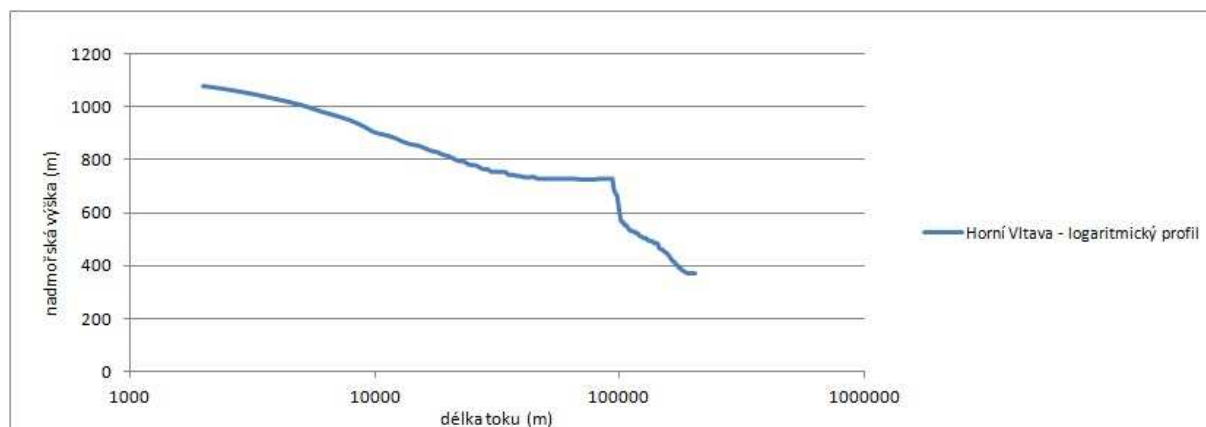
Příloha III., obr. č. 4.: Logaritmický podélný profil řeky Úslavy



Příloha III., obr. č. 5.: Logaritmický podélný profil řeky Malše

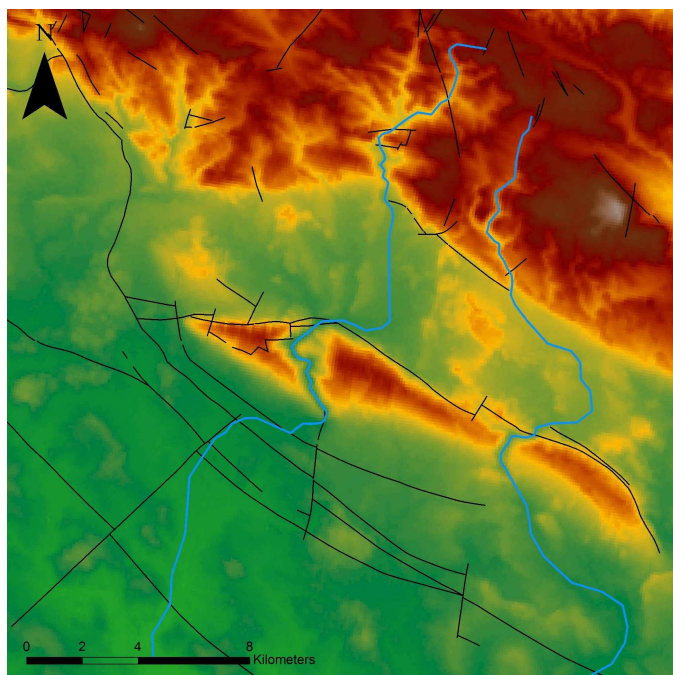


Příloha III., obr. č. 6.: Logaritmický podélný profil řeky Lužnice

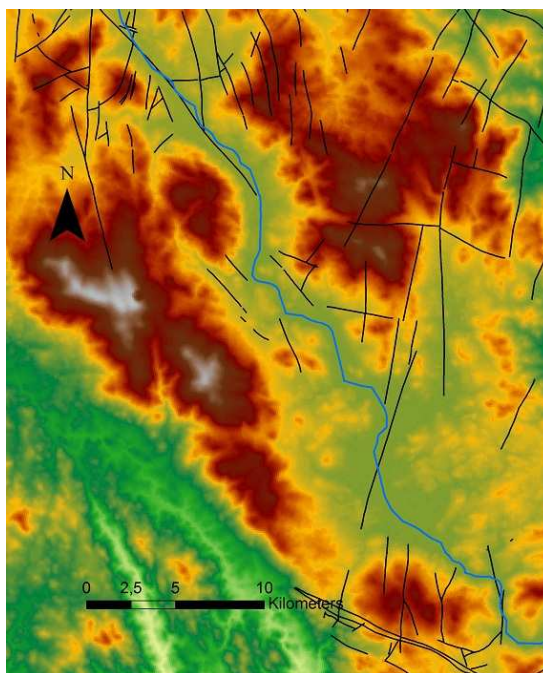


Příloha III., obr. č. 7.: Logaritmický podélný profil horní Vltavy

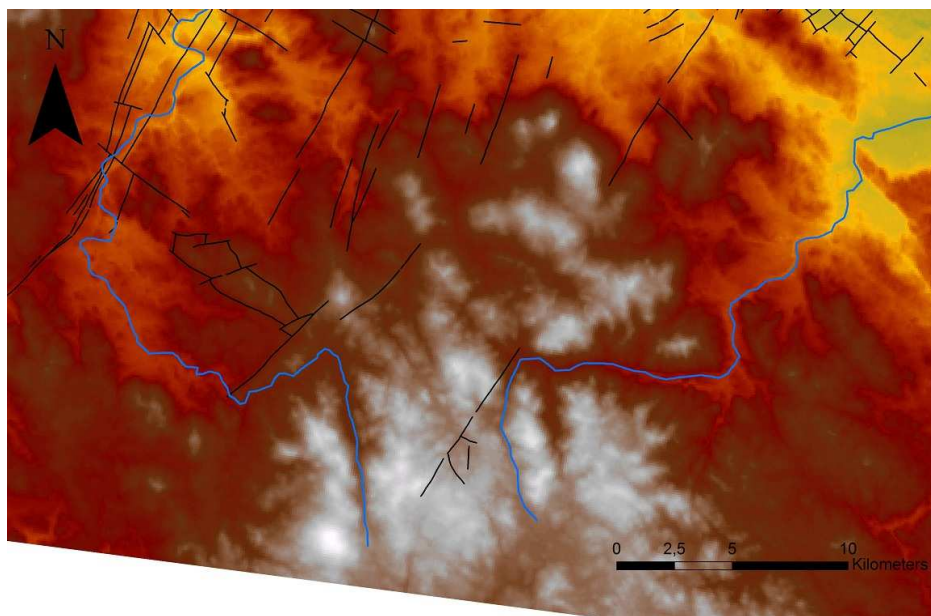
Příloha IV.



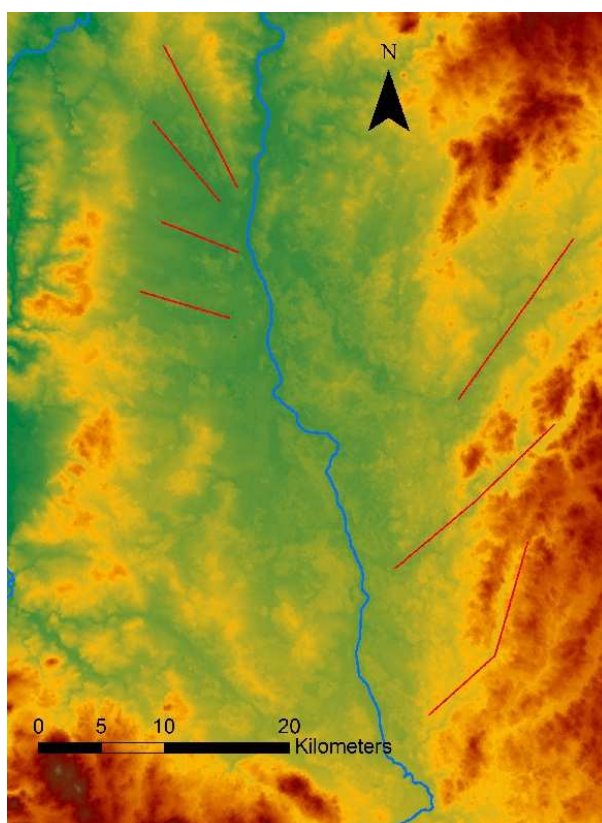
Příloha IV., obr.č. 1.: Orientace toků Javorky (Z) a Bystřice (V) v oblasti elevace Hořického hřbetu. Zelená barva = nižší nadmořská výška, hnědá barva = vyšší nadmořská výška. Černé linie = tektonické zlomy (podle ČGS (2006) a GISAT (2007)).



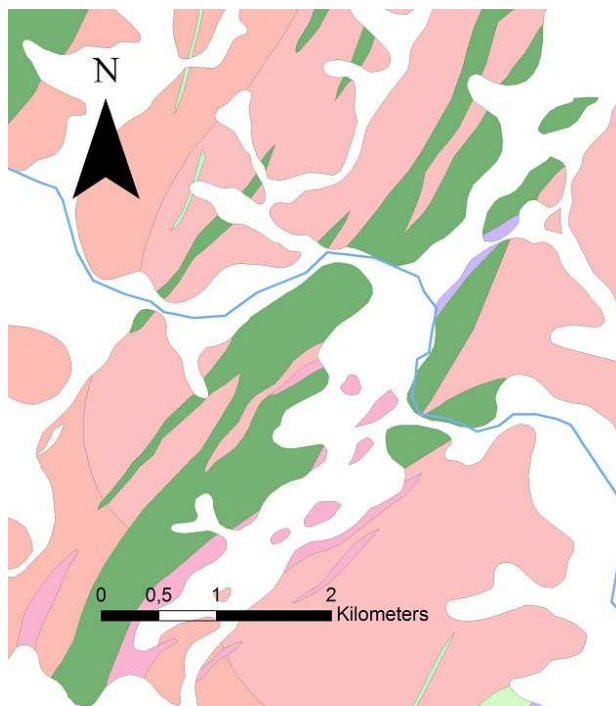
Příloha IV., obr. č. 2: Orientace Vltavy podél zlomů SZ-JV směru (vltavická brázda) a SSV-JJZ směru (lhenická brázda). Zelená barva = nižší nadmořská výška, hnědá barva = vyšší nadmořská výška. Černé linie = tektonické zlomy (podle ČGS (2006) a GISAT (2007)).



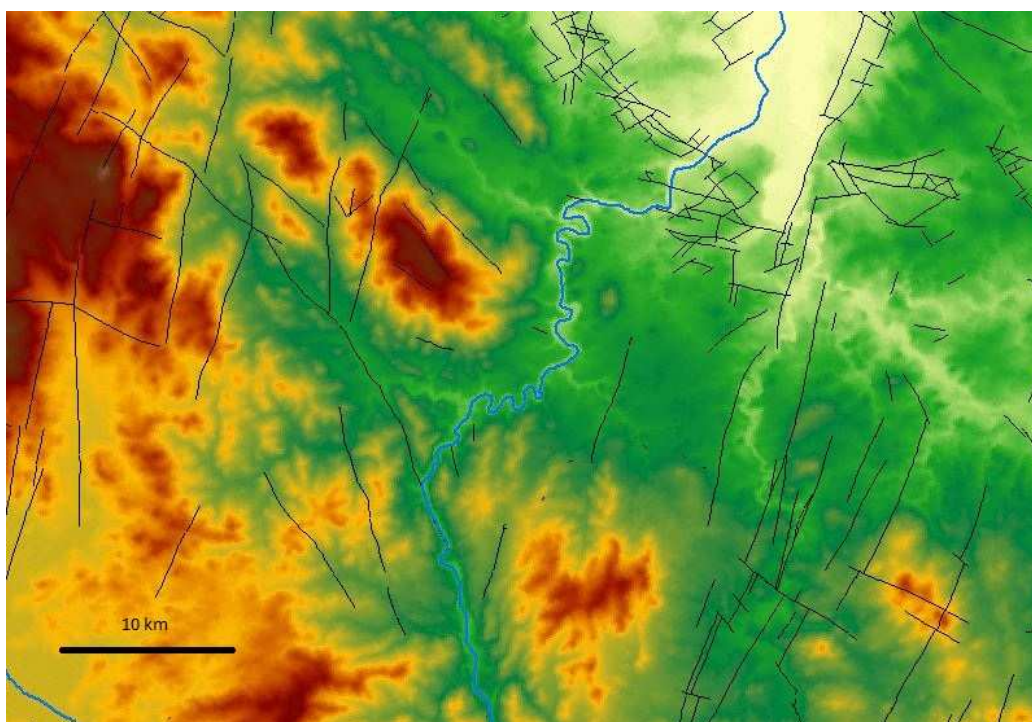
Příloha IV., obr.č. 3.: Orientace Malše (Z) a Lužnice (V) podle tektonických zlomů v oblasti Novohradských hor. Zelená barva =nižší nadmořská výška, hnědá barva = vyšší nadmořská výška. Černé linie = tektonické zlomy (podle ČGS (2006) a GISAT (2007)).



Příloha IV., obr.č.4.: Třeboňská pánev a Lužnice. Červené linie znázorňují vodní toky směřující k J (indicie o změně směru toku Lužnice). Zelená barva =nižší nadmořská výška, hnědá barva = vyšší nadmořská výška (podle ČGS (2006) a GISAT (2007)).

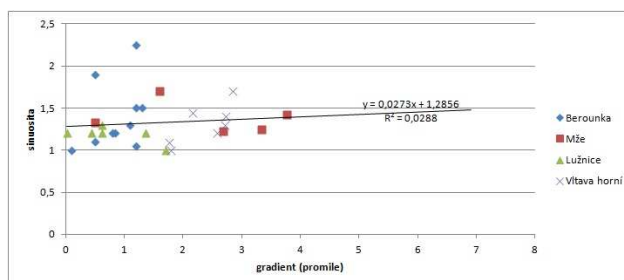


Příloha IV., obr. č. 5.: Ukázka změn orientace Radbuzy podle litologické stavby (pro zjednodušení vynechány kvartérní horniny – bílá barva). Růžová barva = moldanubické pararuly, zelená barva = polohy amfibolitů. (podle ČGS (2006) a GISAT (2007)).

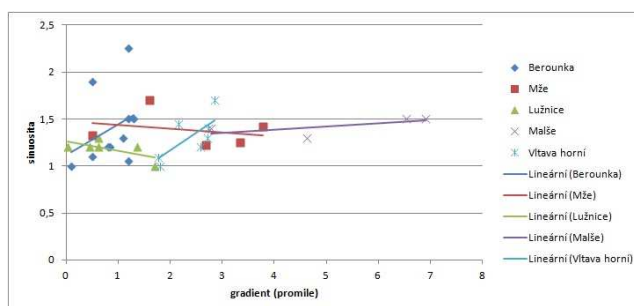


Příloha IV., obr. č. 6.: Změna orientace a sinuosity toku Vltavy v úseku mezi Českým Krumlovem a Českými Budějovicemi. Zelená barva = nižší nadmořská výška, hnědá barva = vyšší nadmořská výška. Černé linie = tektonické zlomy (podle ČGS (2006) a GISAT (2007)).

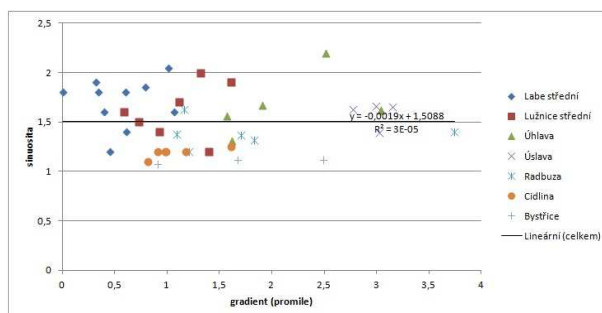
Příloha V.



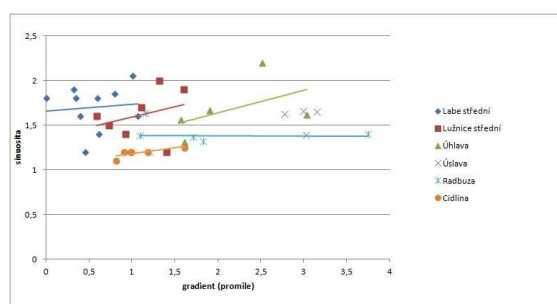
Příloha V., obr. 1.: Vztah gradientu a sinuosity volných meandrů (celkově).



Příloha V., obr. 2.: Vztah gradientu a sinuosity volných meandrů (jednotlivé řeky).



Příloha V., obr. 3.: Vztah gradientu a sinuosity zakleslých meandrů (celkově).



Příloha V., obr.4.: Vztah gradientu a sinuosity zakleslých meandrů (jednotlivé řeky).